

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

U. E. R.

RESSOURCES NATURELLES ET AMENAGEMENT REGIONAL

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de Géologie Appliquée

LA DETERMINATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE
EN VUE DE SON APPLICATION A DES MODELES PARAMETRIQUES
DE SYNTHESE DES DEBITS EN HYDROLOGIE.

par

Jean Pierre FORTIN

Soutenue le 27 Juin 1973 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. J. AVIAS

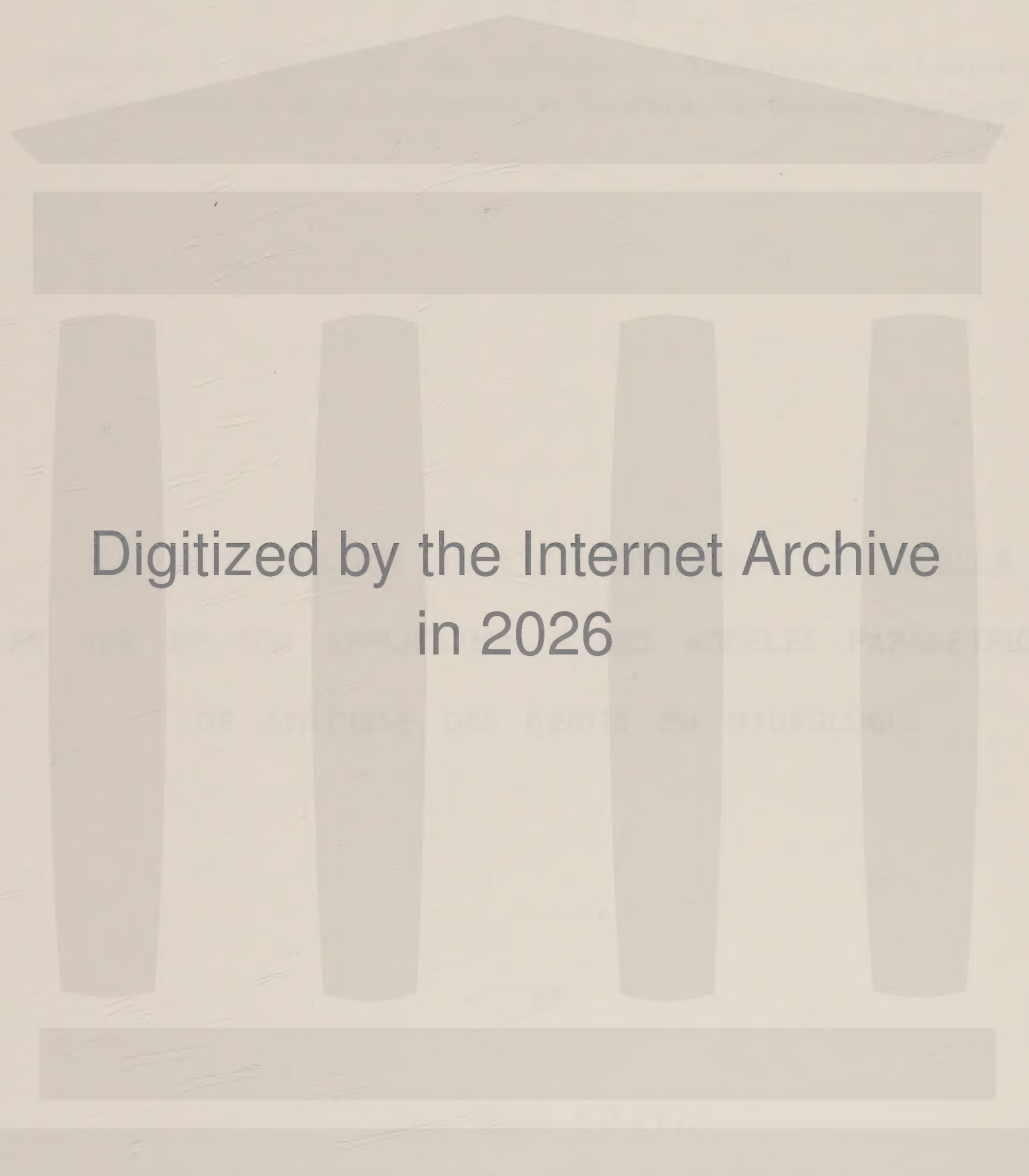
Président

Y. CORMARY

J. DAMAGNEZ

G. GIRARD

} Assesseurs



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548320_0022

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

U. E. R.

RESSOURCES NATURELLES ET AMENAGEMENT REGIONAL

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de Docteur de Spécialité de Géologie Appliquée

LA DETERMINATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE
EN VUE DE SON APPLICATION A DES MODELES PARAMETRIQUES
DE SYNTHESE DES DEBITS EN HYDROLOGIE.

par

Jean Pierre FORTIN

Soutenue le 27 Juin 1973 devant la Commission d'Examen.

JURY : MM. J. AVIAS

Président

Y. CORMARY

J. DAMAGNEZ

G. GIRARD

} Assesseurs



LISTE DES PROFESSEURS
DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DU LANGUEDOC

PRESIDENT : J. ROUZAUD.

Vice-Présidents : B. CHARLES - G. SAUMADE.

Doyens honoraires de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc :

P. MATHIAS
B. CHARLES
A. CASADEVALL

Professeurs honoraires de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc :

R. JACQUES	G. DENIZOT	M. MOUSSERON
M. CASTERAS	J. GRANIER	P. CHATELAIN
E. CARRIERE	Ch. BOUHET	A.M. VERGNOUX
E. TURRIERE	J. MOTTE	J. SALVINIEN
	C. CAUQUIL	

Secrétaire Général : E. SIAU

Professeurs titulaires :

M.	J.P. ROIG	Physique
Mlle	O. TUZET	Zoologie
M.	G. COUCHET	Mécanique Supérieure
M.	J. AVIAS	Géologie
M.	P. VIELES	Chimie
M.	R. MAURY (I.P.A.)	Droit
M.	E. KAHANE	Chimie Biologique
M.	J.J. MOREAU	Mécanique Rationnelle

II

M.	B. CHARLES	Mathématiques Pures
M.	R. JOUTY	Physique
M.	R. LEGENDRE	Zoologie
M.	I. ASSENMACHER	Physiologie Animale
M.	B. PISTOULET	Physique
M.	Ch. ROUMIEU	Analyse Supérieure
M.	J. ROBIN	Physique
M.	A. POTIER	Chimie Minérale
M.	R. LAFONT	Physique
M.	R. JACQUIER	Chimie
M.	J. FALGUEIRETTES	Minéralogie
M.	J. REGNIER	Chimie
Mme	J. CHARLES	Mathématiques
M.	P. CAILLON	Physique
M.	J. ROUZAUD	Chimie
M.	Ch. SAUVAGE	Botanique
M.	H. CHRISTOL (E.N.S.I.)	Chimie
Mme	G. VERNET	Biologie Animale
M.	L. CECCHI	Physique
M.	H. ANDRILLAT	Astronomie
M.	M. SAVELLI	Physique
M.	M. MATTAUER	Géologie
M.	L. EUZET	Zoologie
M.	C. DELOUPY	Physique
M.	L. GRAMBAST	Botanique
M.	A. BONNET	Botanique
M.	G. LAMATY	Chimie
M.	R. MARTY	Psychophysiologie
Mme	S. ROBIN	Physique
M.	R. CORRIU (I.U.T.)	Chimie
Mme	N. PARIS	Physiologie végétale
M.	J. ZARZYCKI	Sciences des matériaux (Physique du Solide)
M.	S. GROMB	Chimie Physique
M.	F. SCHUE	Chimie Organique
M.	M. MAURIN	Chimie Minérale
M.	P. SABATIER	Mathématiques
M.	L. THALER	Paleontologie

III

Professeurs sans chaire :

M.	G. TOURNE	Chimie
M.	J. REMY	Géologie
M.	P. DEMANGEON	Géologie
M.	E. GROUBERT	Physique
Mme	H. GUASTALLA	Biologie physico-chimique
M.	R. LENEL	Biologie Animale
M.	F. PROUST	Géologie
M.	A. BASSOMPIERRE	Physique
M.	N. ROBY :	Mathématiques
M.	R. GAUFRES	Chimie
M.	J. PARIS	Zoologie
M.	G. BOUGNOT	Physique
M.	M. ROUZEYRE	Physique
M.	P. MOLINO	Mathématiques
M.	J. LEGRAND	Physiologie Animale
M.	R. JONARD	Botanique
M.	R. CANO (I.U.T.)	Mesures Physiques
M.	J.P. FILLARD (I.U.T.- NIMES)	Génie Electrique
M.	J.M. MORETTI	Biochimie
M.	J.L. IMBACH	Chimie
M.	C. GOUT	Physique
M.	H. MATHIEU	E.E.A. Electronique
M.	C. DURANTE	Automatique

Professeurs Associés :

M.	E. AKUTOWICZ	Mathématiques
M.	A. MICALI	Mathématiques
M.	C. VAGO	Biologie Animale
M.	L. DAUZIER	Physiologie Animale
M.	Y. CORMARY	Sciences et Techniques de l'eau (Hydrologie)

Maîtres de Conférences :

M.	G. LOUPIAS	Mathématiques
M.	Ch. CASTAING	Mathématiques

M.	J.D. BAYLE	Physiologie Animale
M.	R. HAKIM	Mathématiques
Mme	M. HAKIM	Mathématiques
M.	F. HALLE	Biologie Végétale
M.	G. MASCHERPA	Chimie
M.	F. LAPSCHER	Mathématiques
M.	J. GARCIA (I.U.T.)	Génie Mécanique
M.	M. DENIZOT	Biologie Végétale
M.	B. BRUN	Chimie Physique
M.	L. GIRAL	Chimie Organique
M.	L. LASSABATERE (I.U.T.)	Mesures Physiques
M.	J.P. TRILLES(I.U.T).....	Biologie Appliquée
M.	G. LECOY (I.U.T.)	Génie Electrique
M.	G. BORDURE (I.U.T.)	Génie Electrique
M.	Y. PIETRASANTA (E.N.S.I.).....	Chimie Appliquée
M.	M. AMANIEU (Sc. & Tech.).....	Hydrologie et mariculture
M.	J. CROUZET (Sc. & Tech.).....	Biochimie Appliquée
M.	A. COMMEYRAS	Chimie Organique
M.	J.L. ROBERT (I.U.T. - NIMES).....	Génie Electrique
M.	P. LOUIS	Géophysique Appliquée
Mlle	M. LEVY (I.U.T.).....	Chimie
M.	J. LAGARRIGUE (I.U.T.).....	Biologie Appliquée
M.	C1. DROGUE (Sc. & Tech.).....	Hydrogéologie
M.	P. GENESTE (E.N.S.I.).....	Chimie Physique Appliquée
M.	J. CHEFTEL (Sc. & Tech.).....	Biochimie Appliquée à l'Alimentation
M.	M. AVEROUS (I.U.T. - NIMES).....	Génie Electrique
M.	B. LEMAIRE (Sc. & Tech.).....	Mathématiques appliquées Informatique
M.	M. VALADIER	Mathématiques
M.	O. MAISONNEUVE (I.U.T.).....	Informatique
M.	P. DELORD	Physique
M.	M. GODRON	Ecologie Végétale

Maîtres de Conférences Associés :

M.	C. MAURIN	Biologie Animale
M.	P. JOUANNA (I.U.T.)	Génie Civil

A ma femme,
et
à ma fille Nathalie.

AVANT - PROPOS

Au moment de soutenir cette thèse, je voudrais remercier tous ceux qui de près ou de loin ont pu contribuer de diverses façons à son succès.

Monsieur le Professeur J. AVIAS a bien voulu accepter de m'accueillir au D.E.A. de Géologie appliquée puis d'être Président de mon jury de thèse de spécialité. Je voudrais lui exprimer ici ma reconnaissance.

C'est au Laboratoire de M. le Professeur Y. CORMARY que j'ai pu poursuivre mes études de D.E.A. et une partie des recherches qui font l'objet de cette thèse, aussi je tiens à le remercier, lui et les membres de son équipe, particulièrement MM. J.M. MASSON et A. GUILBOT, pour les échanges d'idées que j'ai eus avec eux et les conseils que j'ai reçus.

Je suis aussi redevable à Monsieur J. DAMAGNEZ qui m'a ouvert les portes du Centre de Bioclimatologie de l'I.N.R.A. à Montfavet (Vaucluse) dont il est le Directeur. C'est grâce à lui que Monsieur B. SEGUIN a pu me guider dans mes recherches au cours de la seconde partie de cette thèse et que les données nécessaires à leur poursuite me furent accessibles.

Monsieur R. BOUCHET, qui ne peut malheureusement pas être présent aujourd'hui, m'a aussi donné de précieux conseils, je l'en remercie.

D'autres membres des stations de l'I.N.R.A., à Montfavet, Versailles et La Minière, en particulier M. P. ARCHER, ont aussi facilité mes recherches, soit en me fournissant les données, soit en discutant avec moi de l'orientation de mes travaux. Qu'ils trouvent ici tous mes remerciements.

Depuis Septembre 1968, Monsieur Georges GIRARD, guide mes pas en hydrologie. Ensemble nous avons développé des modèles hydrologiques et c'est pour les améliorer davantage que j'ai voulu travailler sur l'estimation de l'ETR. A Monsieur G. GIRARD, j'exprime ma profonde gratitude.

Monsieur Michel SLIVITZKY, Directeur d'INRS-EAU (Québec) m'a toujours encouragé à aller de l'avant en Hydrologie. C'est grâce à lui que j'ai pu obtenir un congé pour études d'INRS-EAU afin de préparer cette thèse, qu'il en soit ivivement remercié.

J'exprime aussi ma gratitude envers le Gouvenement Français qui, à la suite des accord France-Québec, a bien voulu m'accorder une bourse pour la poursuite de mes études.

La présentation dactylographique de ce mémoire a été confiée à Mademoiselle RIEU qui s'en est acquittée avec sa compétence habituelle, je la remercie.

- S O M M A I R E -

	<u>Pages</u>
- <u>AVANT-PROPOS.</u>	
- <u>INTRODUCTION</u>	1
<u>1ère Partie : DETERMINATION D'UN PAS DE TEMPS SATISFAISANT POUR LA MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION.</u>	4
 <u>Chapitre I - REPERCUSSION DU PAS DE TEMPS CHOISI POUR LE CALCUL DE L'ETP SUR LES DEBITS SIMULES PAR UN MODELE.</u>	5
1.- <u>Obtention des débits comparés</u>	15
1.1- Description sommaire du modèle utilisé	5
1.2- Préparation des ETP	5
2.- <u>Analyse des résultats</u>	8
2.1- Influence de la distribution de l'ETP sur les débits de pointe	8
2.2- Observations complémentaires à partir des crues du printemps 1969.	9
3.- <u>Résultats obtenus avec un modèle différent</u>	15
 <u>Chapitre II - ANALYSE SPECTRALE DE DIVERSES SERIES D'ETP</u>	19
1.- <u>Court rappel de la théorie de l'analyse spectrale uni- variate</u>	19
1.1- Calcul du spectre de puissance d'une variable aléa- toire X(t)	19
1.2- Analyse du spectre S(f)	21
2.- <u>Application de l'analyse spectrale univariate à des sé- ries chronologiques d'évapotranspiration potentielle</u> .	22
2.1- Répartition géographique des stations météorologi- ques et données disponibles à ces stations	22
2.2- Analyse générale des spectres	24
2.3- Analyse comparée de trois mesures différentes d'ETP à une même station	29
2.4- Analyse comparée d'ETP provenant de quatre sta- tions différentes	31
2.5- Commentaires sur les résultats de l'analyse spec- trale	32
 - <u>CONCLUSION DE LA 1ère PARTIE</u>	35

<u>Chapitre I - THEORIES ET METHODES D'OBTENTION DE l'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.</u>	38
1- <u>Physique du phénomène</u>	38
2- <u>Définition de certains termes</u>	39
3- <u>Mesure de l'évapotranspiration</u>	40
4- <u>Estimation de l'évapotranspiration réelle en fonction de paramètres météorologiques</u>	43
4.1- Choix d'une méthode d'approche	43
4.2- Méthode du bilan d'énergie	44
4.2.1- Equation générale du bilan d'énergie	44
4.2.2- Equation simplifiée du bilan d'énergie	45
4.2.3- Estimation de l'évapotranspiration réelle par une méthode basée sur le rapport de BOWEN	48
4.2.4- Théorie de BOUCHET sur la relation ETR-ETP	50
<u>Chapitre II - VERIFICATION EXPERIMENTALE DE LA THEORIE DE BOUCHET</u>	54
1- <u>Résultats de recherches antérieures</u>	54
2- <u>Etude expérimentale de la théorie de BOUCHET à divers pas de temps</u>	56
2.1- Données du bassin expérimental d'Alrance	56
2.1.1- Données utilisées	56
2.1.2- Analyse des données	58
2.1.3- Autres commentaires	63
2.2- Données de la station expérimentale de La Minière (I.N.R.A.)	63
2.2.1- Données utilisées	63
2.2.2- Etude qualitative d'après graphiques, de la relation $ETR+ETP = (1-a)R_g + Q_{4.5}$	67
2.2.3- Etude des corrélations simples entre (ETR + ETP) et $(1-a)R_g$	78
2.2.4- Solutions de type : $(ETR + ETP) = C_m (1-a)R_g + q_m + A_j$	83
2.2.5- Solutions de type : $(ETR + ETP) = (1-a)R_g + A_j$	87
- CONCLUSION DE LA 2ème PARTIE	102
- <u>CONCLUSION GENERALE</u>	104

- <u>BIBLIOGRAPHIE</u>	107
- <u>ANNEXE</u> : Valeurs journalières moyennes d'ETR et d'ETP à partir des évapotranspiromètres de La Minière et radiation globale correspondante.	111

INTRODUCTION

A l'échelle continentale, près de 75 % de la pluie annuelle retourne à l'atmosphère par évaporation (GRAY, 1970). Ce pourcentage varie toutefois de bassin en bassin, selon la situation géographique et les conditions climatiques. Ainsi sur l'Angareb en Ethiopie, bassin de 14.310 km², c'est 90 % de la pluie qui repart par évaporation, tandis que ce pourcentage descend à 25 % pour le Rhône à la Porte-du-Scex (5220 km²) (TURC, 1955). L'évaporation représente donc un terme important du bilan hydrologique et on ne saurait trop insister sur la nécessité de déterminer ce terme avec toute la précision possible, compte tenu du but poursuivi.

Avant d'aller plus loin, il serait bon toutefois de rappeler quelques définitions. L'"évaporation" est un phénomène de diffusion par lequel la vapeur d'eau s'échappe d'une surface d'eau libre ou de la terre nue humide. Si la surface du sol est recouverte de végétaux, ces derniers "transpirent" en même temps que de l'eau peut s'évaporer de la surface du sol. On parle alors d'"évapotranspiration". De façon générale, tant que l'eau ne constitue pas un facteur limitant et que la végétation couvre entièrement le sol, l'évapotranspiration est dite "potentielle". Si ces conditions ne sont pas réalisées, l'évapotranspiration effective ou "réelle" est différente et inférieure à l'évapotranspiration "potentielle".

Alors que l'agronome ou le micro-météorologiste s'intéresse généralement à la mesure de l'évapotranspiration sur des surfaces relativement restreintes, un champ de maïs ou de blé par exemple et dans certains cas s'attache à l'étude d'un ou de quelques plants, l'hydrologue désire connaître l'évapotranspiration à l'échelle d'un bassin. La résolution spatiale et temporelle du phénomène dépendra donc de l'utilisateur, mais aussi des mesures disponibles.

Pour l'hydrologue qui tente de simuler l'écoulement d'un cours d'eau à l'aide d'un modèle paramétrique, la détermination de l'évapotranspiration réelle du bassin revêt une importance particulière. Le bilan hydrologique pourra être faussé si les valeurs d'évapotranspiration utilisées sont erronées, ce qui conduira à des débits simulés qui possiblement seront loin des débits observés.

La méthode de calcul généralement employée jusqu'ici consiste à estimer l'évapotranspiration potentielle à partir de bac d'évaporation, d'évapotranspiromètres ou de formules plus ou moins

compliquées (PENMAN, 1948 ; TURC, 1955 ; BLANEY-CRIDDLE, 1950 ; THORN-THWAITE, 1948, ...). L'évapotranspiration réelle (E.T.R.) est alors calculée à partir de l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) et de données sur l'humidité et les caractéristiques du sol. On peut écrire :

$$ETR = f (ETP, \text{humidité du sol, caractéristiques du sol}) \quad \text{éq. 1}$$

Pour une même valeur d'ETP, l'évapotranspiration réelle dépendra donc de la facilité avec laquelle l'eau sera disponible. La figure 1 montre que les caractéristiques du sol peuvent influencer grandement les valeurs d'ETR, l'évapotranspiration réelle diminuant plus rapidement dans le sable que dans l'argile quand l'humidité baisse.

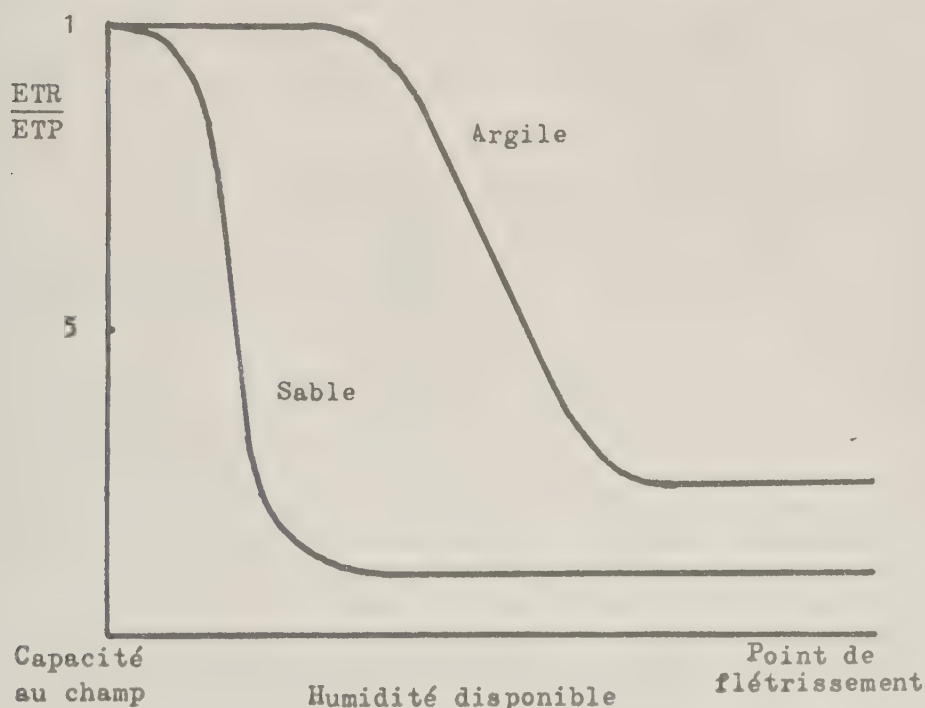


Fig. 1 - Variation du rapport ETR/ETP.

Définir ces courbes de façon vraiment précise semble pratiquement impossible (GRAY, 1970), aussi certains ont suggéré des méthodes nécessairement approximatives, afin de déterminer ETR à partir d'ETP, de l'humidité et des caractéristiques du sol (HOLMES, 1961 ; BAIER, 1966). Essentiellement ils divisent le sol en couches plus ou moins épaisses d'où l'eau peut s'évaporer soit au taux potentiel, soit à un taux inférieur.

*

* *

C'est le propos de cette étude de tenter de solutionner le problème par une détermination de l'évapotranspiration réelle à l'échelle d'un bassin, qui soit indépendante du bilan des réservoirs d'un modèle paramétrique. Dans les chapitres qui suivent, nous allons voir quel pas de temps peut s'avérer suffisant pour le calcul de l'évapotranspiration réelle. Ensuite parmi les différentes méthodes de calcul nous en suggérerons une qui nous semble la plus appropriée présente-ment et présenterons les avantages découlant de cette méthode.

Une mauvaise évaluation de la lame dans le ou les réservoirs qui servent au calcul d'ETR, conduit donc à une mauvaise évaluation d'ETR, ce qui implique un nouveau bilan forcément faux ! Il y a donc interaction entre le bilan et l'ETR, interaction qui risque de produire des résultats désastreux.

ment qui sert à évaluer ETR et le cycle recommence. suivant c'est la lame stockée provenant du bilan effectué précédemment réservoirs (lame écoulée) et par évapotranspiration. Au pas de temps leur de pluie mesurée au sol, s'il pleut, et diminue par vidange des d'eau totale stockée dans les différents réservoirs augmentée de la hauteur que le danger apparaît. En effet, à un pas de temps donné, la lame chaque pas de temps on recalcule le bilan de chaque réservoir et c'est la vidange de ces réservoirs qui peuvent aussi communiquer entre eux. A réservoirs simulant le comportement du sol. Les débits proviennent de 1970, ...). Dans tous ces modèles la pluie est répartie entre plusieurs plus haut (CHAWFORD, 1962 ; CORNARY et GUILBOT, 1971 ; FORTIN et GIRARD, des schémas plus ou moins semblables à ceux décrits très brièvement res d'humidité du sol, la plupart des modèles paramétriques utilisent le ne sont pas encore chose courante, pas plus que les mesures régulières. Comme les mesures directes de l'évapotranspiration réelle- qu'il faut prélever l'eau à partir de toutes les couches simultanément. Selon les uns, dont HOLMES (1961), chaque zone est sollicitée consécutivement, l'évaporation ne débutant dans une zone que lorsque la zone supérieure est asséchée. D'autres, dont BAIER (1966), considèrent

LA MESURE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION.
DETERMINATION D'UN PAS DE TEMPS SATISFAISANT POUR

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I	REPERCUSSION DU PAS DE TEMPS CHOISI POUR LE CALCUL DE L'E.T.P. SUR LES DEBITS SIMULES PAR UN MODELE.
------------	--

1.- OBTENTION DES DEBITS COMPARES.

1.1- DESCRIPTION SOMMAIRE DU MODELE UTILISE.

Le modèle CREC (COMMARY, 1969) est un modèle à structure complexe. En d'autres termes, il comporte plusieurs réservoirs en série ou en parallèle (fig. I-1.1).

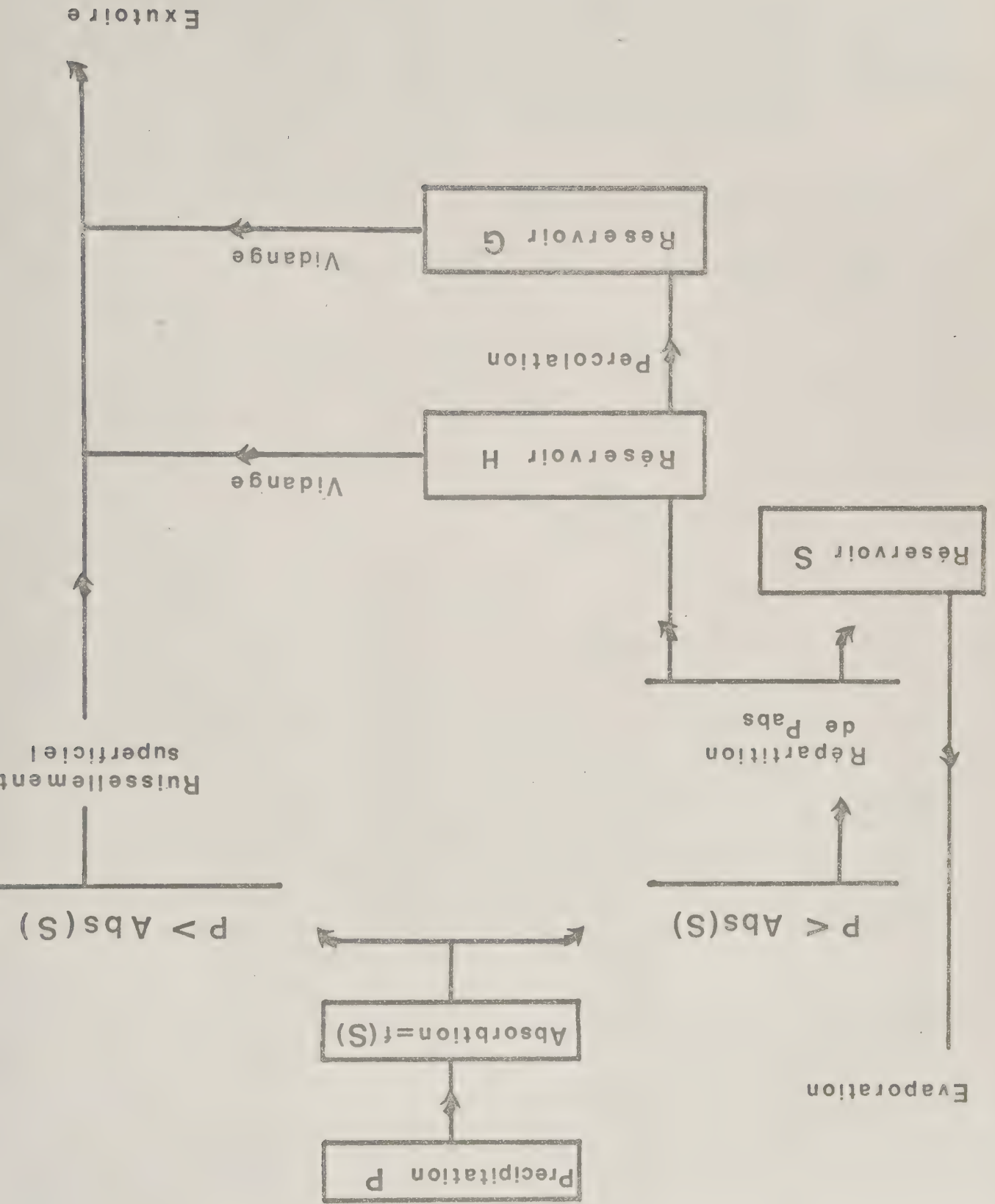
De par ses fonctions multiples le réservoir S joue un rôle très important. En effet, c'est par rapport à la lame d'eau contenue dans ce réservoir qu'est définie la fraction de la pluie qui peut s'infiltrer, c'est-à-dire pénétrer dans le système de réservoirs, le surplus devenant du "ruissellement superficiel". C'est encore la lame d'eau stockée dans S qui contrôle la répartition de la "pluie infiltrée" entre S et H et la réduction de RTP à ETR. Enfin, c'est de S uniquement qu'est retranchée l'ETR.

Alimentés en série par la fraction de la "pluie infiltrée" refusée par S, les réservoirs H et G ont pour unique but de simuler la forme des ondes de crue par vidange en parallèle de la lame d'eau qui est stockée dans chacun de ces réservoirs.

1.2- PREPARATION DES RTP.

Au printemps, période de l'année où la recharge des bassins est ordinairement complétée, les pluies fréquentes et souvent intenses provoquent des crues intéressantes. De par sa situation géographique le Gapeau n'échappe pas aux pluies intenses de 50, 70 et même plus de 100 mm en 24 heures. A la même époque, les RTP tout en n'étant pas aussi fortes qu'en juillet - mais alors par suite de la sécheresse habituelle, les ETR sont faibles -, totalisent de 100 à plus de 250 mm par mois, selon les mois et les années. De plus, lors d'une étude récente (GUILBOT, 1972), le modèle CREC avait fourni des débits calculés qui

Fig. I-1.1 - Le modèle CREC



reproduisaient assez fidèlement les valeurs observées à la station de jaugeage. C'est donc ce bassin (le Gapeau) qui a été choisi pour y effectuer la comparaison des débits obtenus à partir de valeurs d'ETP calculées à des pas de temps différents.

GUILBOT (1972) avait utilisé les valeurs provenant d'un bac Colorado pour représenter l'ETP du bassin. C'est donc ces séries d'"ETP" qui ont servi aux comparaisons.

Le but de la recherche était d'établir la répercussion du pas de temps choisi pour la mesure d'ETP sur les débits simulés par un modèle. Des pas de temps de 1, 10 et 30 jours ont été retenus, ces pas correspondant respectivement aux formules de Penmann, Turc et Thornthwaite. De façon à ce que l'ETP totale décadaire ETP_{10} ou mensuelle ETP_{30} demeure inchangée, les ETP journalières ETP_1 ont été additionnées pour la période désirée puis redistribuées régulièrement entre chaque jour de la période.

Nous avons donc :

$$ETP_{10j} = \frac{\sum_{N_j} ETP_1}{N_j} \quad \text{éq. I-1.1}$$

$$ETP_{30k} = \frac{\sum_{M_k} ETP_1}{M_k} \quad \text{éq. I-1.2}$$

où :

ETP_{10j} : ETP moyenne journalière pendant la décade j

N_j : Nombre de jours de la décade j $8 \leq N_j \leq 11$

ETP_{30k} : ETP moyenne journalière pendant le mois k

M_k : Nombre de jours du mois k $28 \leq M_k \leq 31$

Une fois les séries ETP_1 , ETP_{10} , ETP_{30} obtenues, nous avons procédé à de nouvelles simulations des débits du Gapeau par le modèle CREC à partir des séries de 2 h en 2 h. Les débits de 2 h en 2 h ainsi obtenus servent à calculer les débits moyens journaliers. Il est à noter que les valeurs des paramètres n'ont pas été modifiées de façon

à ce que les différences observées dans les débits proviennent uniquement de la modification de la distribution des ETP. Une distribution qui en théorie devrait conduire à un résultat moins satisfaisant pour-
ra alors au contraire améliorer les débits calculés par rapport aux dé-
bits observés. Comme nous le verrons, il ne faudra pas nécessairement
conclure que cette distribution est toujours meilleure que l'autre.

Les résultats d'une année à l'autre étant semblables, essen-
tiellement ceux de l'année 1969 seront étudiés ici.

2.- ANALYSE DES RESULTATS.

2.1- INFLUENCE DE LA DISTRIBUTION DE L'ETP SUR LES DEBITS DE POINTE.

Pour des raisons évidentes, c'est sur les valeurs extrêmes
des débits que se porte souvent l'attention de l'hydrologue. Il ne dif-
fère pas en cela de beaucoup de ses collègues des autres Sciences de
la Terre. Il est donc intéressant de tenter de mesurer l'influence que
peut avoir la distribution de l'ETP sur les débits maxima des crues.

Les rapports $(Q_{10} - Q_1) / Q_1$ et $(Q_{30} - Q_1) / Q_1$ ainsi que
 Q_1 / Q_{obs} portés sur le tableau I-2.1 suggèrent une influence rela-
tivement faible de la distribution d'ETP sur les débits de pointe. Il
y aurait donc lieu de croire que le pas de mesure n'a pas vraiment
d'influence sur les débits et que c'est plutôt l'ETR totale (ETP rédui-
te par le modèle) sur une période donnée qui est importante à cause de
son rôle dans le bilan hydrique du sol (bilan du réservoir S de CREC).

Toutefois, cette faible répercussion de la distribution des
ETP sur les débits n'a pas une signification purement hydrologique.
D'autres études (Section I-3) démontrent qu'en fait la structure du
modèle utilisé a son importance. Qu'il suffise pour le moment de rap-
peler que l'ETR journalière n'est pas prélevée directement sur les ré-
servoirs H et G de CREC, mais uniquement sur S. En l'absence de toute
pluie, la distribution d'ETR n'a aucune espèce d'importance dans ce mo-
dèle. C'est uniquement l'ETR totale entre deux averses qui compte.

Tableau I-2.1 - Influence de la distribution de l'ETP sur les débits de pointe du Gapeau *

Date	$Q_{\max}$ observé	$Q_{\max}$ calculé avec			$\frac{Q_{10} - Q_1}{Q_1}$	$\frac{Q_{30} - Q_1}{Q_1}$	$\frac{Q_1}{Q_{\text{obs}}}$
		ETP ₁	ETP ₁₀	ETP ₃₀			
	m3/sec	m3/sec	m3/sec	m3/sec	%	%	%
14.1.69	4,47	2,77	2,70	2,63	-2,5	-5,0	61,8
24.2.69	5,79	4,22	4,26	4,26	0,9	0,9	73,0
5.3.69	4,48	3,91	4,04	4,00	3,2	2,3	87,2
14.3.69	2,71	3,04	3,08	2,97	1,3	-2,3	112,1
6.4.69	2,26	2,94	2,95	2,83	0,3	-3,7	130,0
11.1.70	6,51	6,63	6,72	6,52	1,3	-1,7	101,9
15.1.70	3,23	4,36	4,38	4,33	0,5	-0,7	135,1
15.3.70	1,95	2,76	2,81	2,70	1,8	-2,2	142,1
1.2.71	1,75	1,64	1,66	1,56	1,2	-4,9	93,6
21.3.71	2,50	1,82	1,88	1,72	3,3	-5,5	72,7
5.4.71	5,41	4,32	4,43	4,27	2,5	-1,2	79,8

* La superficie du Gapeau est de 27,7 km² à la station de jaugeage (sous-bassin Sainte-Anne).

Les résultats obtenus sur les débits de pointe laissent pourtant à penser qu'à moins qu'une précision extrême soit nécessaire dans leur calcul, le plus important est d'obtenir une évaluation juste d'ETR sur une période de temps donné, une décade par exemple. La distribution de l'ETR sur la période serait moins cruciale et pourrait être uniforme, quoiqu'il y aurait lieu de croire qu'une distribution qui serait fonction de variables météorologiques, la température en particulier, serait à conseiller.

2.2- OBSERVATIONS COMPLEMENTAIRES A PARTIR DES CRUES DU PRINTEMPS 1969.

Si l'influence de la distribution de l'ETP était faible sur les débits de pointe, il n'est guère étonnant de constater en comparant les figures I-2.1, I-2.2 et I-2.3, qu'elle est pratiquement négligeable pour la plupart des débits. Encore une fois une partie de l'explication provient de la structure du modèle. Elle n'est toutefois pas seule en cause. Avec la décrue, baisse le niveau de la réserve en eau d'un bassin. Il se produit donc un amortissement de l'amplitude des variations de l'ETR, puisque l'évapotranspiration réelle n'est pas uniquement

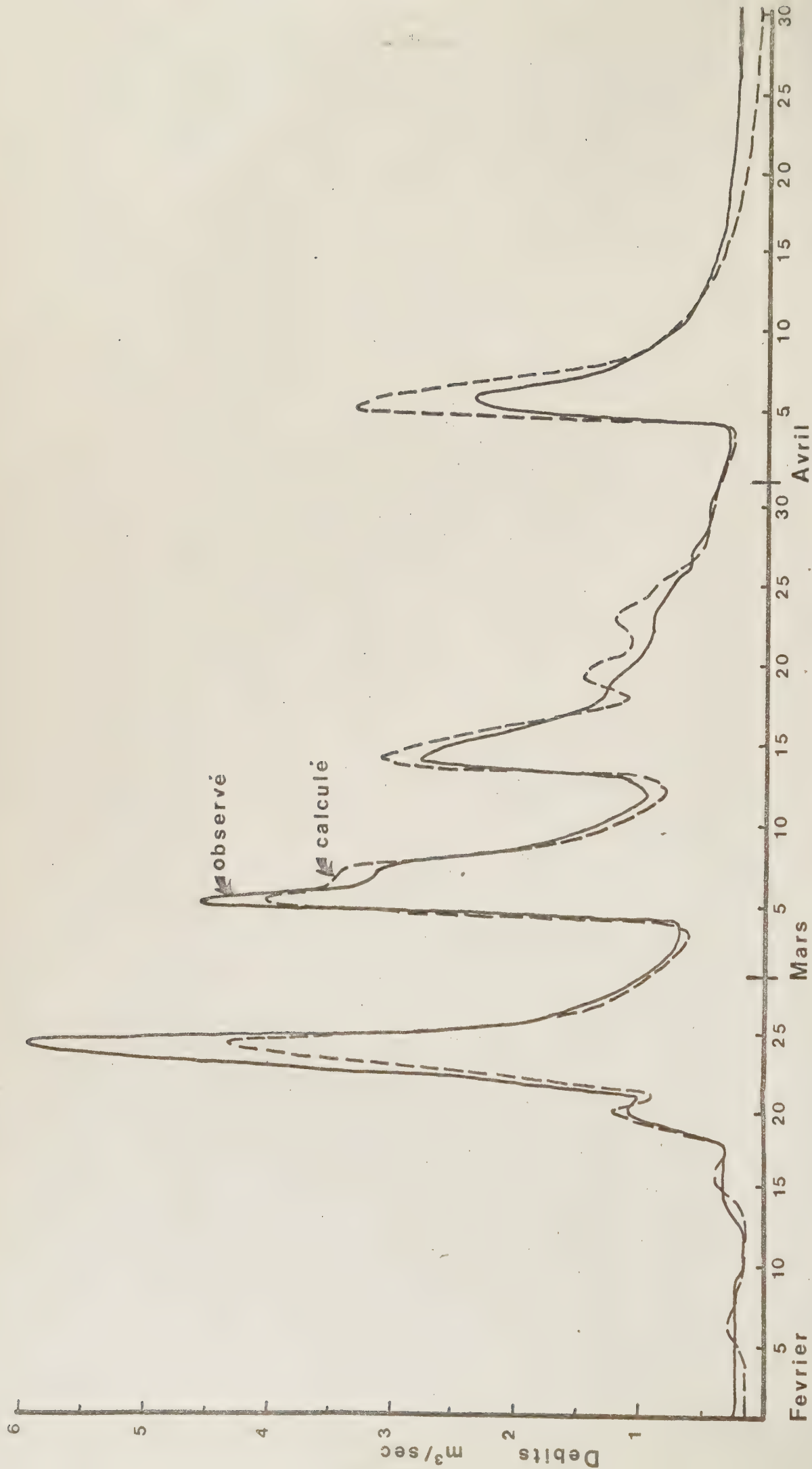


Fig. I-2.1- Simulation des débits sur le Gapeau pour les mois de Février, Mars et Avril 1969, avec un calcul journalier de l'ETP.

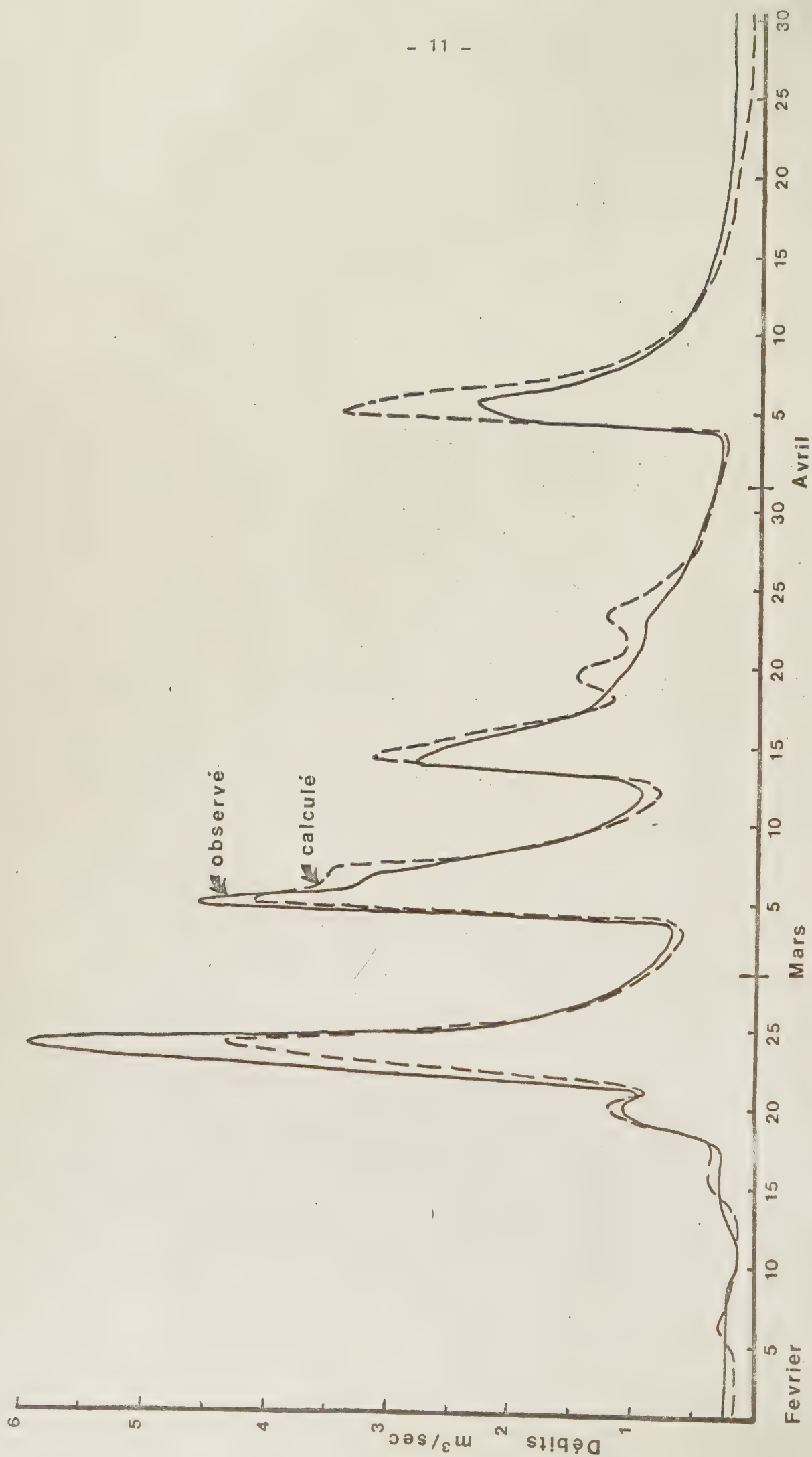


Fig. I.2.2 - Simulation des débits sur le Gapeau pour les mois de Février, Mars et Avril 1969, avec un calcul décadaire d'ETP.

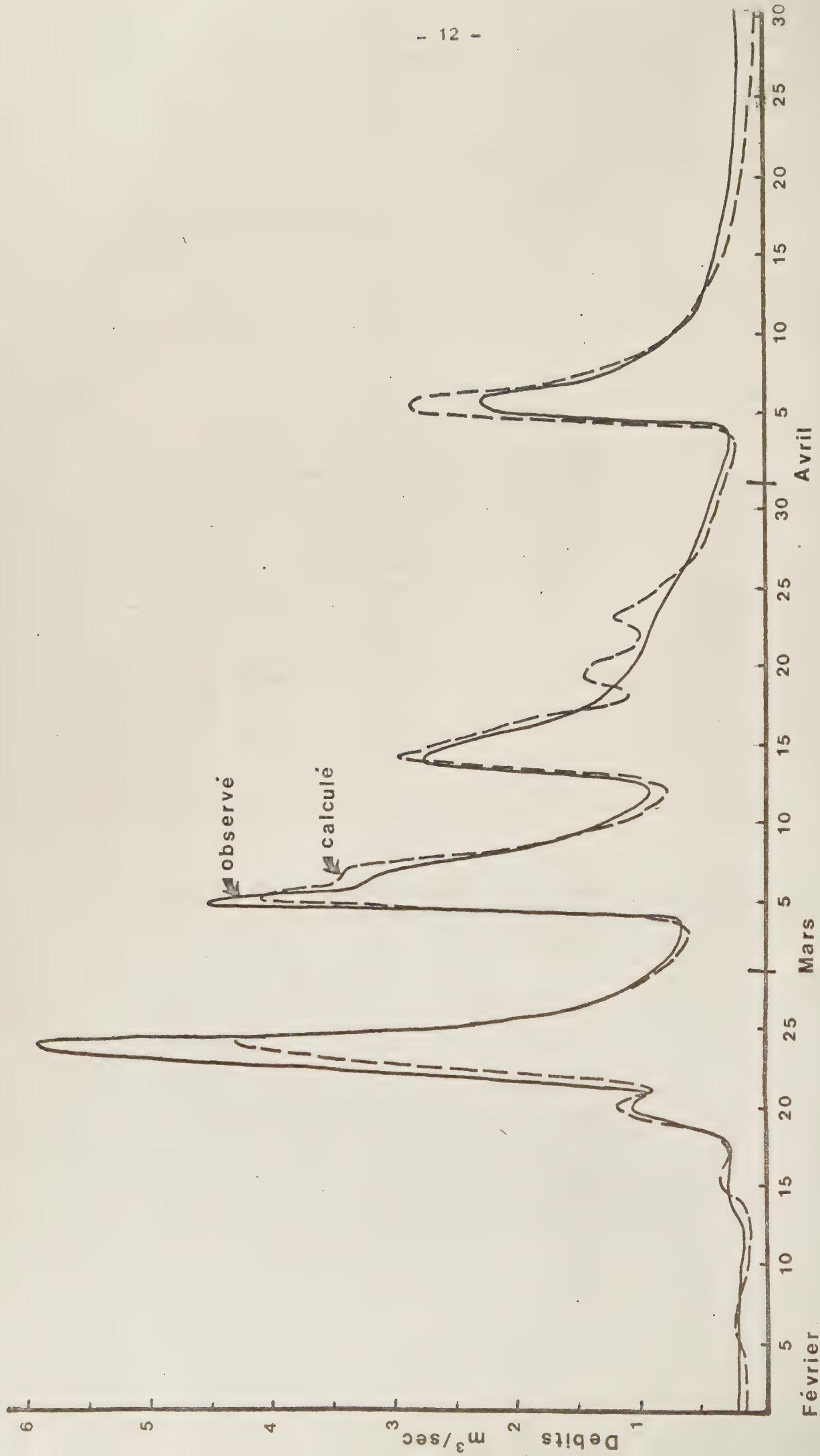


Fig. I-2.3- Simulation des débits sur le Gapeau pour les mois de Février, Mars et Avril 1969, avec un calcul mensuel d'ETP.

une fonction des conditions climatiques, mais aussi de la distribution de l'eau dans le sol.

Les procédés d'optimisation des paramètres d'un modèle hydrologique sont basés sur la minimisation de la valeur d'une fonction représentative de l'écart entre les valeurs calculées et mesurées.

Il est évident qu'une telle fonction, l'écart quadratique moyen par exemple, peut aussi servir à quantifier l'effet de la distribution de l'ETP sur les débits. Pour chaque mois, nous avons donc calculé l'écart quadratique moyen entre les débits mesurés et calculés reproduits aux figures I-2.1, I-2.2 et I-2.3. Cet écart s'écrit :

$$F = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{mesuré}} - Q_{\text{calculé}})^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \text{éq. 2.1}$$

où : F : valeur de l'écart quadratique moyen

Q : débit

N : nombre de valeurs.

Le tableau I-2.2 présente les résultats de ce calcul.

Tableau I-2.2 - Ecart quadratique moyen en m³/sec entre les débits mesurés et calculés en fonction de la distribution de l'ETP

ETP Mois	ETP ₁	ETP ₂	ETP ₃
Février 1969	0,394	0,383	0,384
Mars 1969	0,200	0,196	0,186
Avril 1969	0,282	0,285	0,200

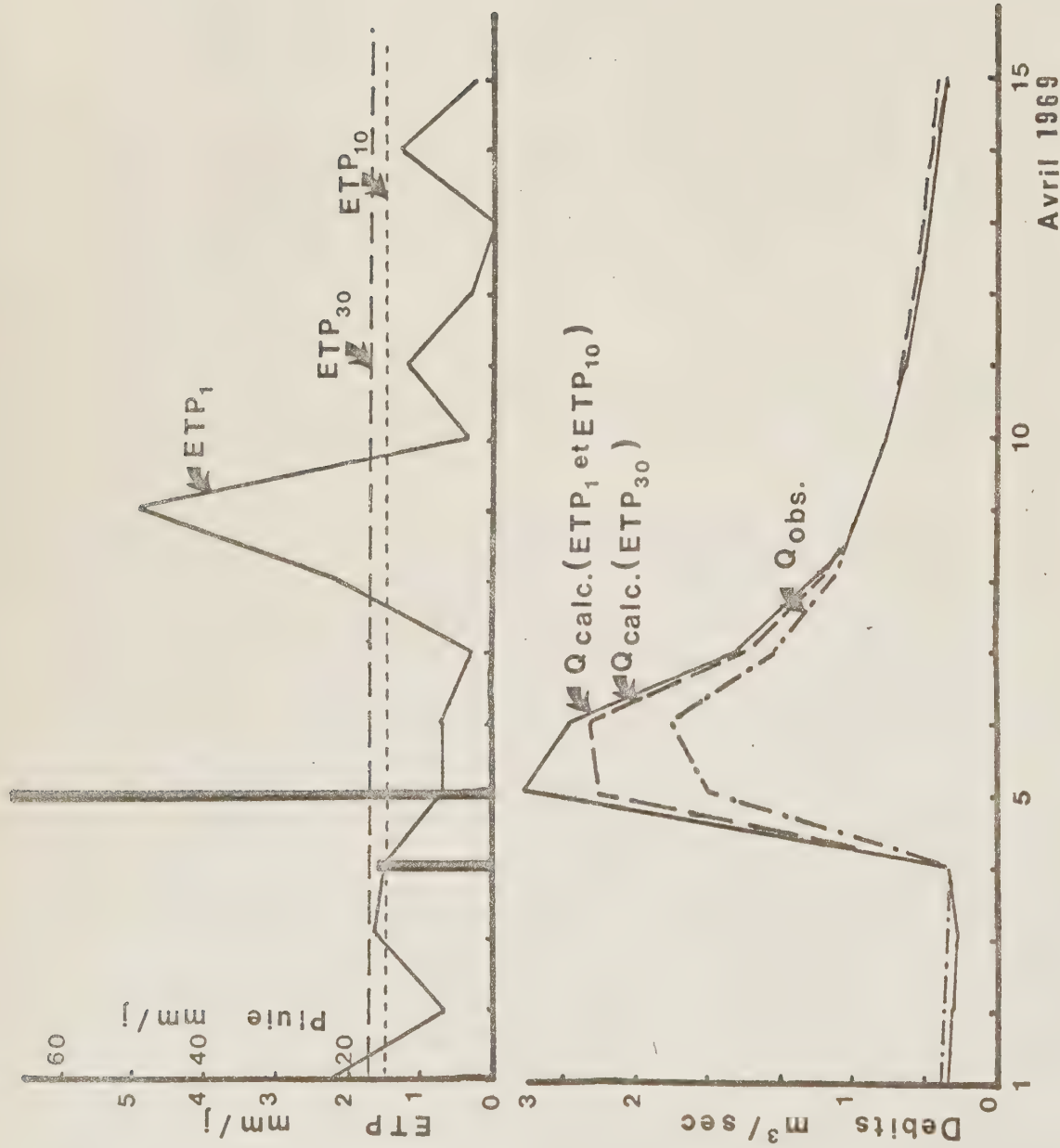


Fig. I-2.4 - Etude particulière d'une crue d'Avril 1969 sur le Gapeau
(influence de la distribution de l'ETP)

Pour un même mois les résultats ne sont pas très différents comme il fallait s'y attendre. Bien plus, dans le cas des trois mois sur lesquels les calculs ont porté, une distribution uniforme des ETP (ETP₃₀) conduit à une diminution de l'écart entre les débits mesurés et calculés. La figure I-2.4 explique comment cela peut se faire. Au cours de la période qui va du 1^{er} au 5 avril, ETP₁ est plus faible qu'ETP₁₀ et ETP₃₀. L'ETR totale enlevée au stock d'eau de S est par conséquent plus faible. La lame d'eau de S étant plus épaisse pour ETP₁ que pour ETP₃₀, une fraction plus importante des pluies des 4 et 5 avril passe aux réservoirs H et G provoquant ainsi un débit de pointe plus élevé. A partir du 6 et jusqu'à la prochaine pluie les variations quotidiennes de l'ETP n'ont aucune espèce d'importance. Les seules différences observées dans les débits de décrue proviennent d'une répartition différente des pluies entre les réservoirs au moment des pluies des 4 et 5 avril.

3.- RESULTATS OBTENUS AVEC UN MODELE DIFFERENT.

Tous les modèles hydrologiques n'ont pas une structure identique à celle de CREC. Ainsi, GIRARD (1971) explique qu'"il est inutile de rechercher la précision sur une verticale alors qu'actuellement il est même quasiment impossible de formuler dans un plan horizontal les écoulements et les divers échanges d'eau entre ces zones, sans parler d'ailleurs des variations et des interactions des écoulements souterrains". Il suggère donc un modèle composé d'un nombre N de réservoirs très simplifiés sur la verticale (fig. I-3.1) et se vidangeant en parallèle pour former le débit total, un coefficient étant attribué à chacun des réservoirs selon son importance.

Dans le but de montrer comment un tel système réagit aux variations journalières d'ETR, nous avons appliqué le modèle décrit par GIRARD (1971) au Gapeau, en ne retenant qu'un seul réservoir (fig. I-3.1). Nous ne tenions pas à reproduire correctement les débits du Gapeau, mais uniquement à simuler des débits qui seraient du même ordre de grandeur que précédemment. C'est la raison pour laquelle un seul réservoir suffisait amplement.

Dans ce type de modèle, le stock S au temps t est donné par :

$$S_t = S_{t-1} + P - E_r - Q_{t-1} \quad \text{éq. 3.1}$$

où :

P = pluie

E_r = évapotranspiration réelle

Q = lame écoulée.

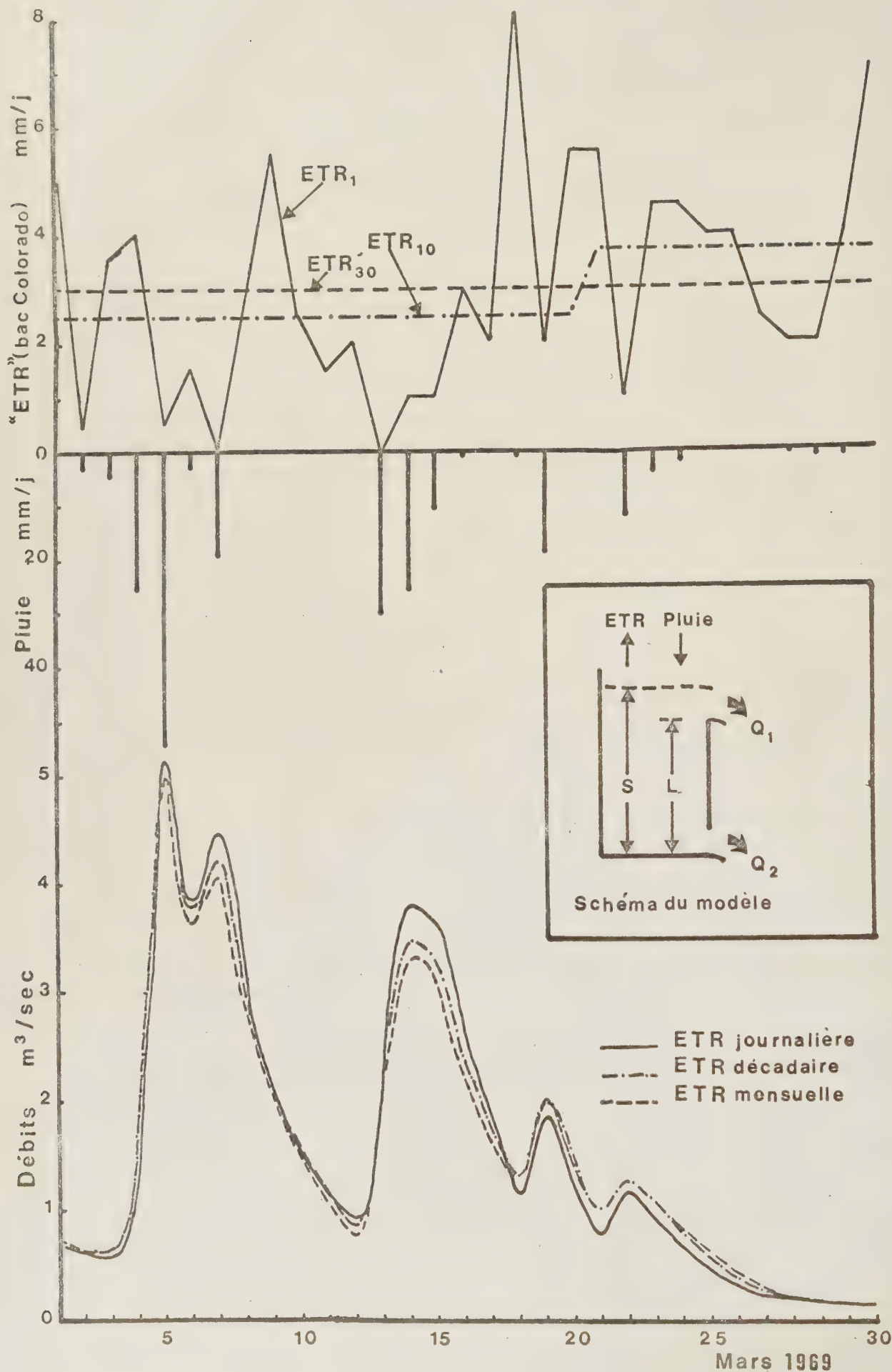


Fig. I-3.1- Influences de la répartition des ETR sur un modèle de type différent de CREC.

De même le débit Q répond à l'équation :

$$Q = a (S - L)^{3/2} + b S^{1/2} \quad \text{éq. 3.2}$$

où a et b : coefficients
 L : seuil.

Quelques ajustements de a , b et L suffirent pour donner des débits qui avaient sensiblement la même forme et le même ordre de grandeur que les débits observés. Nous avons donc procédé à la simulation des débits en donnant les valeurs suivantes aux paramètres et au stock initial.

$$S_{ini} = 60 \text{ mm}$$

$$L = 40 \text{ mm}$$

$$a = .02$$

$$b = .1$$

Le calcul a été fait essentiellement pour le mois de mars 1969 (Tableau I-3.1). En début du mois, l' ETR_1 est plus faible que l' ETR_{10} et ETR_{30} et par suite les débits correspondant à ETR_1 sont plus forts que ceux dépendant d' ETR_{10} ou ETR_{30} . Le 9 mars, ETR_1 est plus élevée que les autres et ça se traduit par un resserrement des courbes. ETR_1 retombant par la suite à de faibles valeurs, la crue du 14 mars montre des écarts plus importants entre les courbes. Le reste du mois ne manque pas d'intérêt. Du 17 au 18, les courbes se croisent sous l'effet d'une forte valeur d' ETR_1 . Les jours suivants, ETR_1 demeurant à des valeurs relativement élevées, les débits qui en découlent demeurent constamment plus faibles que ceux résultant d' ETR_{10} . Quant aux débits dépendant d' ETR_{30} , ils oscillent entre les deux autres courbes.

Nous avons donc la confirmation que, si le modèle utilisé peut en tenir compte, l'évapotranspiration réelle journalière peut être ressentie sur les débits.

* *

*

Tableau I-3.1 - Influence de la distribution de l'ETP sur les débits
calculés par un modèle de type SIM (GIRARD, 1971).

Mars 1969 jour	Pluie mm/j	ETR ₁ mm/j	Lame d'eau stockée mm	Débit m3/sec	ETR ₁₀ mm/j	Lame d'eau stockée mm	Débit m3/sec	ETR ₃₀ mm/j	Lame d'eau stockée mm	Débit m3/sec.
1	0,2	5,5	52,8	0,60	2,5	55,5	0,72	3,0	55,0	0,70
2	2,5	0,5	52,9	0,60	"	53,5	0,63	"	52,7	0,59
3	4,4	3,5	52,1	0,57	"	53,4	0,63	"	52,3	0,57
4	25,2	4,0	68,5	1,51	"	70,9	1,67	"	69,6	1,58
5	54,1	0,5	106,2	5,14	"	106,4	5,16	"	105,1	5,00
6	2,3	1,5	95,0	3,85	"	94,4	3,79	"	93,0	3,64
7	19,6	0,0	100,6	4,48	"	98,4	4,22	"	97,0	4,07
8		2,5	88,3	3,76	"	86,5	2,99	"	85,1	2,86
9		5,5	76,3	2,09	"	77,3	2,17	"	75,7	2,04
10		2,5	69,0	1,54	"	69,8	1,59	"	68,1	1,47
11	0,1	1,5	63,9	1,19	"	63,7	1,18	"	61,9	1,07
12		2,0	59,0	0,91	"	58,5	0,88	"	56,5	0,77
13	30,5	0,0	81,6	2,54	"	79,2	2,33	"	77,2	2,17
14	25,8	1,0	94,6	3,80	"	91,6	3,49	"	89,7	3,31
15	10,7	1,0	92,9	3,63	"	89,6	3,29	"	87,7	3,11
16	0,1	3,0	82,0	2,57	"	79,8	2,38	"	77,9	2,22
17		2,0	74,1	1,91	"	71,8	1,74	"	69,9	1,60
18	0,5	8,0	63,0	1,14	"	65,7	1,31	"	63,7	1,18
19	18,4	2,0	73,6	1,87	"	75,4	2,01	"	73,3	1,85
20		5,5	64,3	1,21	"	68,2	1,48	"	66,2	1,34
21		5,5	56,4	0,77	3,7	61,3	1,03	"	60,1	0,97
22	12,1	1,0	63,8	1,19	"	65,6	1,30	"	65,2	1,28
23	3,7	4,5	60,0	0,96	"	62,2	1,09	"	62,5	1,10
24	1,1	4,5	54,5	0,67	"	57,1	0,81	"	57,9	0,84
25		4,0	49,1	0,45	"	51,7	0,55	"	53,0	0,60
26		4,0	44,2	0,29	"	46,9	0,37	"	48,7	0,43
27	0,1	2,5	41,1	0,22	"	42,5	0,25	"	44,8	0,31
28	0,2	2,0	38,7	0,20	"	38,4	0,20	"	41,3	0,23
29	1,2	2,0	37,2	0,19	"	35,3	0,19	"	38,9	0,20
30	.1	4,0	32,8	0,19	"	31,1	0,18	"	35,4	0,19
31		7,0	25,3	0,16	"	26,8	0,17	"	31,8	0,18

CHAPITRE II	ANALYSE SPECTRALE DE DIVERSES SERIES D'ETP.
-------------	--

En modifiant l'évapotranspiration potentielle de façon à obtenir une évaluation plus ou moins exacte de l'évapotranspiration réelle, les modèles risquent de filtrer en partie les fréquences les plus élevées. Il y a donc intérêt à utiliser une méthode d'analyse qui permette d'éviter ces risques tout en précisant à partir de quel pas de temps l'information ajoutée est négligeable. Pour ceci, nous aurons recours à l'analyse spectrale.

1.- COURT RAPPEL DE LA THEORIE DE L'ANALYSE SPECTRALE UNIVARIATE.

1.1- CALCUL DU SPECTRE DE PUISSANCE D'UNE VARIABLE ALEATOIRE $X(t)$.

La plupart des phénomènes hydrologiques sont soumis à des variations saisonnières et présentent par conséquent une composante déterministique de période T égale à 365 jours. A cette longue période se superposent dans certains cas, la température et l'évapotranspiration par exemple, des variations cycliques diurnes ou autres et des variations aléatoires induites par les conditions météorologiques. Une variable hydrologique n'a par conséquent pas toujours la même valeur. On peut dès lors vouloir la caractériser par sa moyenne m , sa variance σ^2 ainsi que par la fonction d'autocovariance $\mu(\tau)$ du processus.

$$m = E(X_t) \quad \text{éq. II.1.1}$$

$$\sigma^2 = E(X_t - m)^2 \quad \text{éq. II.1.2}$$

$$\mu(\tau) = E(X_t - m)(X_{t+\tau} - m) \quad \text{éq. II.1.3}$$

L'analyse spectrale s'appliquant à des processus stationnaires, c'est-à-dire des processus pour lesquels la moyenne et la fonction d'autocovariance sont indépendantes du temps t , il y a lieu, dans la mesure du possible de désaisonnaliser les données à analyser.

Dans le cas contraire un pic apparaîtra dans le spectre de fréquence, pic qui pourrait par son importance, dans certains cas, masquer toutes les fréquences intéressantes.

Dans cette première partie, nous nous intéresserons uniquement à l'analyse spectrale d'une variable (analyse spectrale univariate) sans tenter de l'expliquer par une liaison linéaire avec une autre variable explicative (analyse spectrale croisée).

Essentiellement l'analyse spectrale permet de décomposer la variance totale du processus en fonction de la fréquence. Pour ce faire, une transformation de Fourier est appliquée à la fonction d'autocovariance $\mu(\tau)$. La fonction résultante $S(f)$ est appelée densité spectrale ou spectre de puissance du processus (AUBIN, 1972).

$$S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} \mu(\tau) e^{-i\tau 2\pi f} d\tau \quad \text{éq. II-1.4}$$

où : $S(f)$ est effectivement définie sur $(-\frac{1}{2}, +\frac{1}{2})$, par un pas de temps $\delta t = 1$

f est la fréquence exprimée en cycles/unité de temps.

Comme μ est réel, pair et discret la fonction $S(f)$ l'est aussi et peut s'écrire, sur l'intervalle $(0, +\frac{1}{2})$ en préservant la transformation de Fourier (JENKINS, 1968).

$$S(f) = 2 \left(\sigma^2 + 2 \sum_{\tau=1}^{\tau_{\max}} \mu_{\tau} \cos(2\pi f \tau) \right) \quad \text{éq. II-1.5}$$

$\tau_{\max}$ le retard maximum est défini en fonction de la longueur N de la période d'échantillonnage. Généralement, compte tenu de la précision désirée, on prend :

$$\tau_{\max} \leq .1 \times N$$

D'autre part, dans le but d'obtenir une bonne résolution de la période la plus longue qui soit intéressante on estime en moyenne qu'une durée d'échantillonnage N égale à 10 fois cette période est suffisante.

1.2- ANALYSE DU SPECTRE $S(f)$.

La transformation inverse de Fourier de l'équation II-1.4 peut s'écrire :

$$\mu(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(f) e^{i 2 \pi f \tau} df \quad \text{éq. II.1.6}$$

Pour une série stationnaire, la fonction d'autocovariance de retard nul $\mu(0)$ s'identifie à la variance σ^2 . Dans ce cas, l'équation II.1.6 devient :

$$\mu(0) = \sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} S(f) df \quad \text{éq. II.1.7}$$

Où, en tenant compte des limites précédentes :

$$\sigma^2 = 2 \int_0^{\frac{1}{2}} S(f) df \quad \text{éq. II.1.8}$$

La variance totale du processus est donc l'intégrale de la variance propre à chacune des fréquences dans l'intervalle étudié : Si la limite supérieure d'intégration est une fréquence $f_0 < \frac{1}{2}$, la variance expliquée sera plus faible et le rapport $\sigma_{f_0}^2 / \sigma_{\frac{1}{2}}^2$ sera donc d'autant plus près de 1 que f_0 sera près de $\frac{1}{2}$.

Cette propriété de l'analyse spectrale permet donc le calcul de toute fréquence limite f_0 nécessaire à l'explication d'un pourcentage donné à la variance totale d'un processus aléatoire.

En pratique, la mesure d'une variable ne se fait pas sans une part d'erreur e_t si minime soit-elle. La valeur observée X_t est donc différente de la valeur vraie x_t .

$$X_t = x_t + e_t \quad \text{éq. II.1.9}$$

Si l'erreur de mesure est indépendante de x_t , pour une fréquence donnée f , la densité spectrale de la valeur observée est égale à la somme des densités spectrales respectives de la valeur vraie et de l'erreur de mesure, soit :

$$S_X(f) = S_x(f) + S_e(f) \quad \text{éq. II.1.10}$$

On a donc intérêt à ne pas pousser la fréquence des observations au-delà d'une fréquence f pour laquelle la densité spectrale de l'erreur de mesure atteint un pourcentage déterminé de la densité spectrale de la valeur mesurée, en fonction de la précision que l'on désire.

2.- APPLICATION DE L'ANALYSE SPECTRALE UNIVARIATE A DES SERIES CHRONOLOGIQUES D'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE.

2.1- REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES STATIONS METEOROLOGIQUES ET DONNEES DISPONIBLES A CES STATIONS.

Dans le but de vérifier si la situation géographique pouvait influencer de façon appréciable la densité spectrale de l'ETP, et compte tenu des données disponibles quatre stations relativement bien réparties géographiquement, furent retenues (fig.II-2.1). Ces stations sont de plus situées sur des bassins qui ont été l'objet d'études hydrologiques et sur lesquels le modèle paramétrique CREC a été calé (FORTIN, 1972 ; CORMARY et GALEA, 1972 ; CORMARY et ANGLES, 1972 ; GUILBOT, 1972).

Tableau II-2.1 - Années analysées

Type de mesure Bassin	ETP Penman	Bac Colorado	Evaporomètre Piche
Authion	1967, 1969, 1970	1969, 1970, 1971	1969, 1970, 1971
Diège			1966, 1967, 1968
Gapeau		1969, 1970, 1971	
Orgeval			1966, 1967, 1968

- Analyse spectrale
- Théorie de Bouchet



Fig.II-2.1 - Répartition géographique des stations météorologiques.

Comme l'indique le tableau II-2.1, chacune des six analyses spectrales a été réalisée sur près de 1100 données, ce qui devrait conduire à une résolution suffisante des fréquences intéressantes. Il est à noter toutefois que les années analysées ne sont pas nécessairement les mêmes à chaque analyse. Malheureusement, les données n'étaient pas toujours disponibles. Toutefois, les résultats provenant de ce manque d'homogénéité peuvent être considérés comme une enveloppe, en supposant que les disparités observées entre les séries auraient été plus faibles si les années avaient été les mêmes pour toutes les analyses.

Il faut de plus ajouter qu'à Reyssac, il manque un certain nombre de données au cours des mois d'hiver, l'appareil étant gelé. Comme l'évapotranspiration est très faible les jours où la température est inférieure à 0°C, l'ETR est considérée comme nulle, ce qui ne devrait avoir qu'une faible influence sur le résultat final, mais une influence quand même.

2.2- ANALYSE GENERALE DES SPECTRES.

Le danger d'une destruction de la stationnarité des séries analysées par suite de composantes déterministiques cycliques importantes a déjà été signalé à la section II-1.1.

Effectivement, une première analyse spectrale sur les données brutes d'évapotranspiration potentielle a produit un spectre caractérisé par un pic si important à la fréquence 1/365 que le reste du spectre s'en trouvait "écrasé" sur l'axe des fréquences.

Dans un premier temps, les données d'ETP ont donc été désaisonnalisées, mois par mois, selon l'un des procédés généralement utilisés, la normalisation mensuelle. Dans ce cas la variable normalisée X est reliée à la variable brute ETP par la relation :

$$X_{j,t} = \frac{ETP_{j,t} - \overline{ETP}_j}{\sigma_j} \quad \text{éq. II.2.1}$$

où :

- t : tième jour du mois j
- $\overline{ETP}_j$: moyenne d'ETP pour le mois j
- σ_j : écart type des ETP pour le mois j

Encore une fois, le spectre provenant des valeurs normalisées d'ETP présente un pic embarrassant, mais à la fréquence $1/30$. Cette méthode de désaisonnalisation ne réussit donc pas parfaitement à filtrer les variations cycliques de grandes longueurs d'ondes indésirables dans l'étude. Une partie de la variance mensuelle s'explique par le fait qu'en hiver et au printemps les valeurs ont tendance à être plus élevées à la fin du mois qu'au début, cette tendance s'inversant à partir du mois d'août, les valeurs les plus élevées se retrouvant en moyenne au début des mois.

Tout en gardant la même méthode de désaisonnalisation, un essai a été tenté en faisant passer le calcul de 30 jours à 10 jours. Le résultat n'a guère été satisfaisant, un pic important s'élevant à la fréquence $1/10$. Cette fréquence étant beaucoup trop près des fréquences intéressantes dans l'étude du spectre de l'ETP, nous avons préféré nous en tenir à un calcul sur 30 jours.

D'autres méthodes auraient pu s'avérer plus efficaces pour désaisonnaliser les données, mais compte tenu du but poursuivi, le choix d'un pas de temps qui explique la majeure partie de la variance d'ETP, la normalisation des données sur une période de 30 jours présentait suffisamment de précision. Toutefois, nous avons voulu savoir ce que donnerait une désaisonnalisation exécutée par une simple sinusoïde, à la suite des résultats obtenus avec la normalisation mensuelle. Les spectres des ETP normalisées présentent de grandes similitudes, aussi est-il possible d'en décrire les caractéristiques générales (fig. II-2.2).

Des pics sont observés sur tous les spectres à la fréquence $1/30$, mais aussi aux harmoniques $2/30$, $3/30$, $4/30$... de la fréquence fondamentale. Les pics ne sont pas toujours parfaitement synchronisés avec les fréquences théoriques, mais ce décalage peut s'expliquer par le fait que les mois n'ont pas tous le même nombre de jours et que le pas de temps est discret et égal à un jour.

Pour des fréquences inférieures à $0,33$ le spectre présente une décroissance moyenne plus ou moins exponentielle, les puissances les plus élevées correspondant aux basses fréquences.

Tenter à partir des spectres résultant de cette désaisonnalisation de définir un processus autorégressif d'ordre quelconque serait probablement téméraire (LOBERT, 1970). Nous nous sommes en effet demandés jusqu'à quel point le pic existant à la fréquence $1/30$ et ses harmoniques pouvaient influencer l'autocovariance et la forme générale du spectre.

Les données de l'Authion ont donc été soumises à deux autres désaisonnalisations. Dans les deux cas, les données ont été

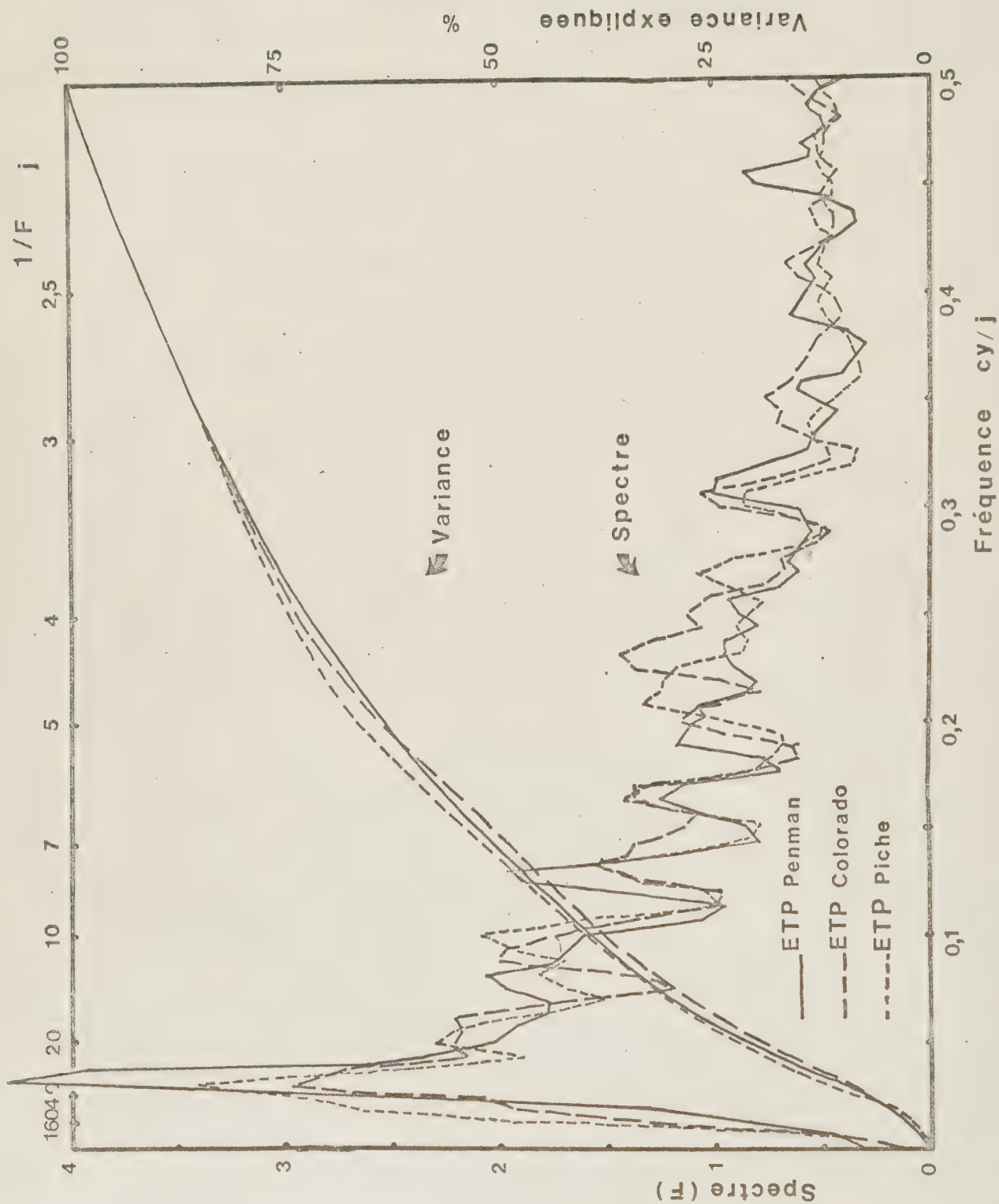


Fig. II-2.2 - Comparaison des analyses spectrales à La Daguennière
(valeurs normalisées mois par mois).

"désaisonnalisées" en supposant une simple variation sinusoïdale annuelle du phénomène (fig. II-2.3). Seulement la phase a été changée d'une fois à l'autre. Un premier essai a donc été tenté en synchronisant la sinusoïde avec la variation annuelle de la radiation solaire extra-atmosphérique. Alors :

$$x_t = ETP_t - \left(A \sin \left(2 \pi \left(\frac{t + 10}{T} \right) + \frac{3 \pi}{2} \right) + \overline{ETP} \right) \quad \text{éq. II-2.2}$$

où : x_t : variable "désaisonnalisée"
 ETP_t ; variable "non désaisonnalisée"
 A : $(\overline{ETP}_{\text{juillet}} - \overline{ETP}_{\text{janvier}})/2$; amplitude
 t : jour
 T : nombre de jours dans l'année étudiée
 $\overline{ETP}$: $\overline{ETP}_{\text{janvier}} + A$; "moyenne" des ETP pour l'année étudiée.

Avec cette synchronisation, les valeurs de la sinusoïde ont tendance à être supérieures aux moyennes mensuelles observées de janvier à juin, traduisant ainsi un retard de phase de l'ETP par rapport à la radiation et laissant suggérer en même temps que d'autres facteurs (la température, par exemple) empêchent l'ETP d'être plus élevée. Au cours de la deuxième partie de l'année, il ne semble plus y avoir de retard.

Les spectres résultant de cette désaisonnalisation sont sensiblement différents des précédents, surtout aux basses fréquences (fig. II-2.4). Alors que précédemment, l'allure des spectres laissait supposer comme possible un processus autorégressif d'ordre $n(n \geq 2)$ ces spectres et les fonctions d'autocovariances associées indiqueraient plutôt un processus autorégressif du premier ordre, sauf peut-être pour les données provenant de l'évapotranspiromètre Piche.

La variation annuelle de la température moyenne de l'air, si elle est fonction de la radiation solaire n'est pas en phase avec cette dernière. Elle accuse un retard d'environ 20 jours à 1 mois. Une deuxième désaisonnalisation sinusoïdale a donc été préparée avec un retard de 20 jours par rapport à la radiation solaire. Dans ce cas :

$$x_t = ETP_t - \left(A \sin \left(2 \pi \left(\frac{t-10}{T} \right) + \frac{3 \pi}{2} \right) + \overline{ETP} \right) \quad \text{éq. II-2.3}$$

Les symboles ont la même signification que pour l'équation II-2.2.

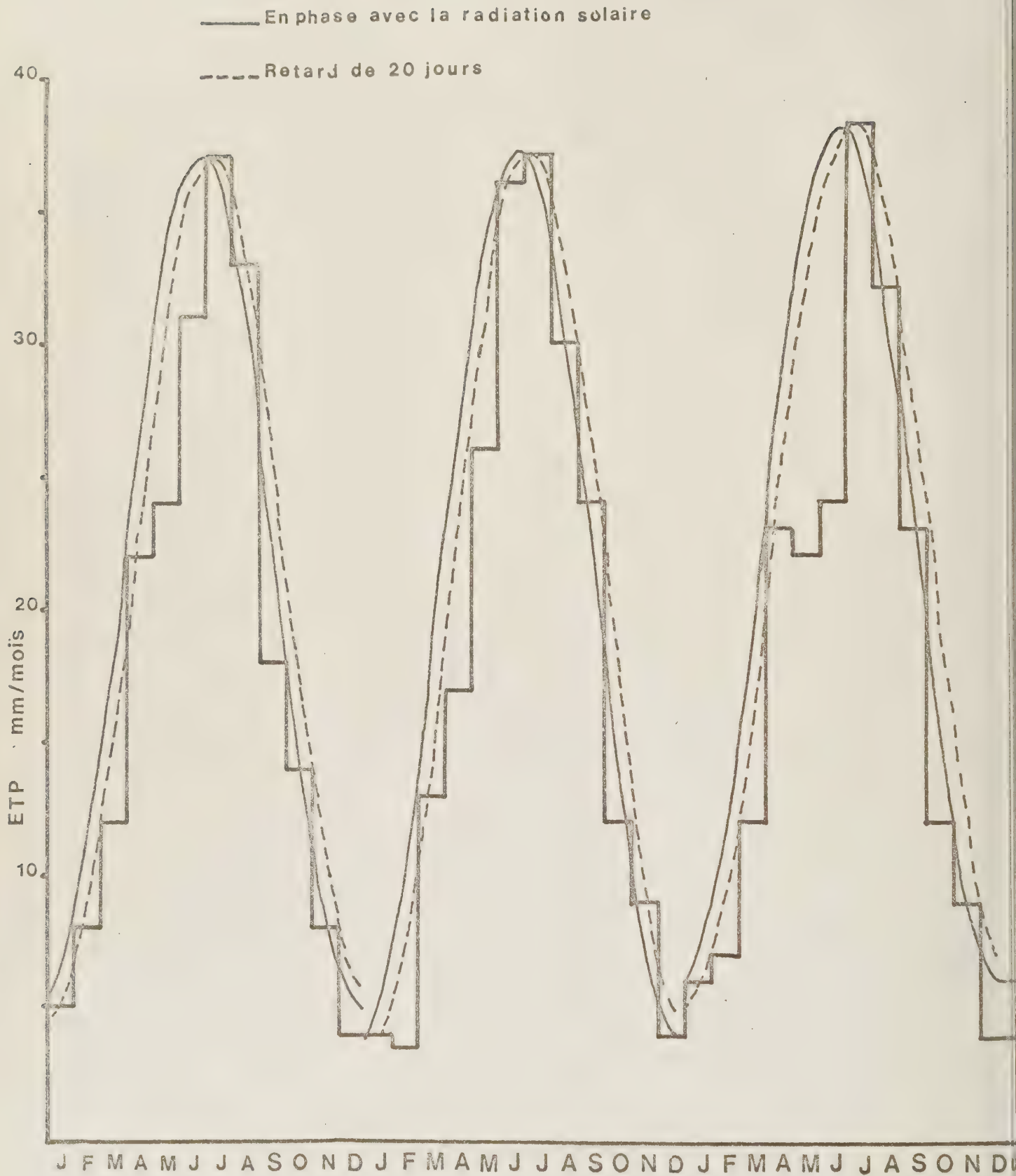


Fig. II-2.3- Valeurs moyennes mensuelles des ETP - COLORADO
à la Daguenière en 1969, 1970 et 1971.

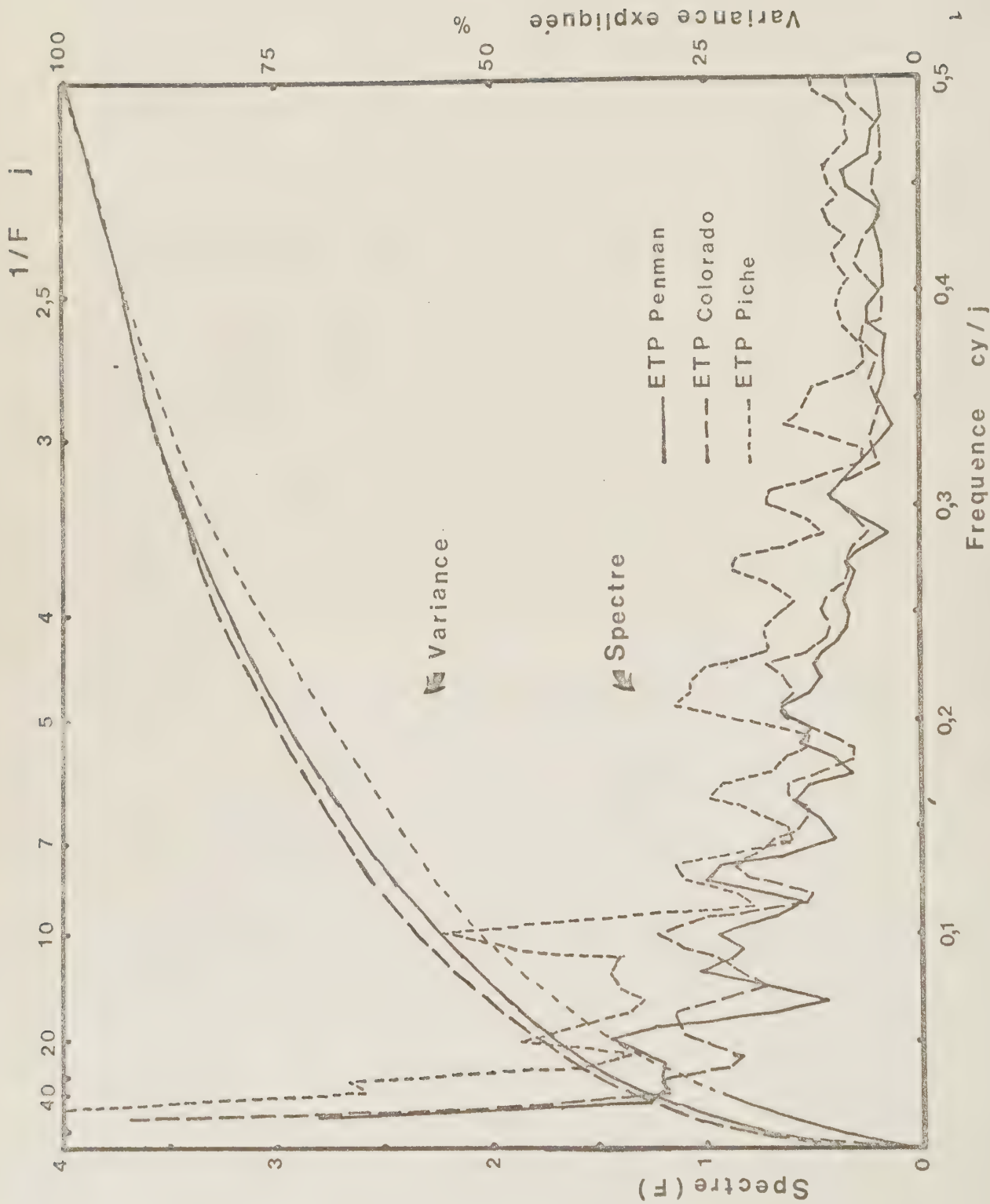


Fig. II-2.4 - Comparaison des analyses spectrales à La Daguinière (valeurs dé-saisonnalisées par sinussoïde annuelle en phase avec la radiation solaire extra-atmosphérique).

Pour les fréquences supérieures à 0,025 (fig. II-2.5), aucune modification d'amplitude n'est notée, par rapport aux valeurs précédentes. L'effet du décalage de 20 jours se fait donc uniquement sentir sur les très basses fréquences. A noter surtout les modifications inverses survenues aux spectres des ETP-Piche et ETP-Colorado.

Ces résultats démontrent que si le but principal de cette étude avait été autre que celui déjà précisé, à savoir la détermination de la fréquence de mesure à partir de laquelle aucune information importante n'est ajoutée, il aurait fallu choisir beaucoup plus consciencieusement la méthode de désaisonnalisation.

Enfin, quel que soit le mode de désaisonnalisation, dès que la fréquence dépasse environ 0,33, le spectre oscille autour d'une droite horizontale. Le spectre théorique pourrait vraisemblablement être plat et parallèle à l'axe des fréquences indiquant que le reste de la variance totale du processus est dû à des erreurs de mesure aléatoires. Cette fréquence limite (0,33) correspond à une période de 3 jours. En général, des mesures effectuées tous les 3 jours seraient donc suffisantes pour expliquer au moins 80 à 85 % de la variance de l'évapotranspiration journalière (fig. II-2.3, II-2.4, II-2.5). Compte tenu des erreurs de mesures il serait par conséquent inutile de procéder à des relevés journaliers pour connaître l'ETP journalière !

2.3- ANALYSE COMPAREE DE TROIS MESURES DIFFERENTES D'ETP A UNE MEME STATION.

L'hydrologue ne dispose pas toujours des mêmes indices d'évapotranspiration potentielle, lorsqu'il tente la simulation des débits d'un bassin à l'aide d'un modèle paramétrique. Il était donc intéressant de voir si la façon de calculer ETP donnait lieu à des différences importantes dans les spectres.

Nous avons donc retenu pour une même station, La Daguenière-sur-l'Authion, trois des mesures de base les plus courantes d'ETP.

- L'équation de Penman
- Le bac Colorado
- L'évaporomètre Piche.

Les périodes de calculs ne sont pas tout à fait identiques. En effet, pour le calcul de l'ETP par l'équation de Penman, les données de l'année 1971 n'étaient pas disponibles et ont été remplacées par celles de l'année 1967.

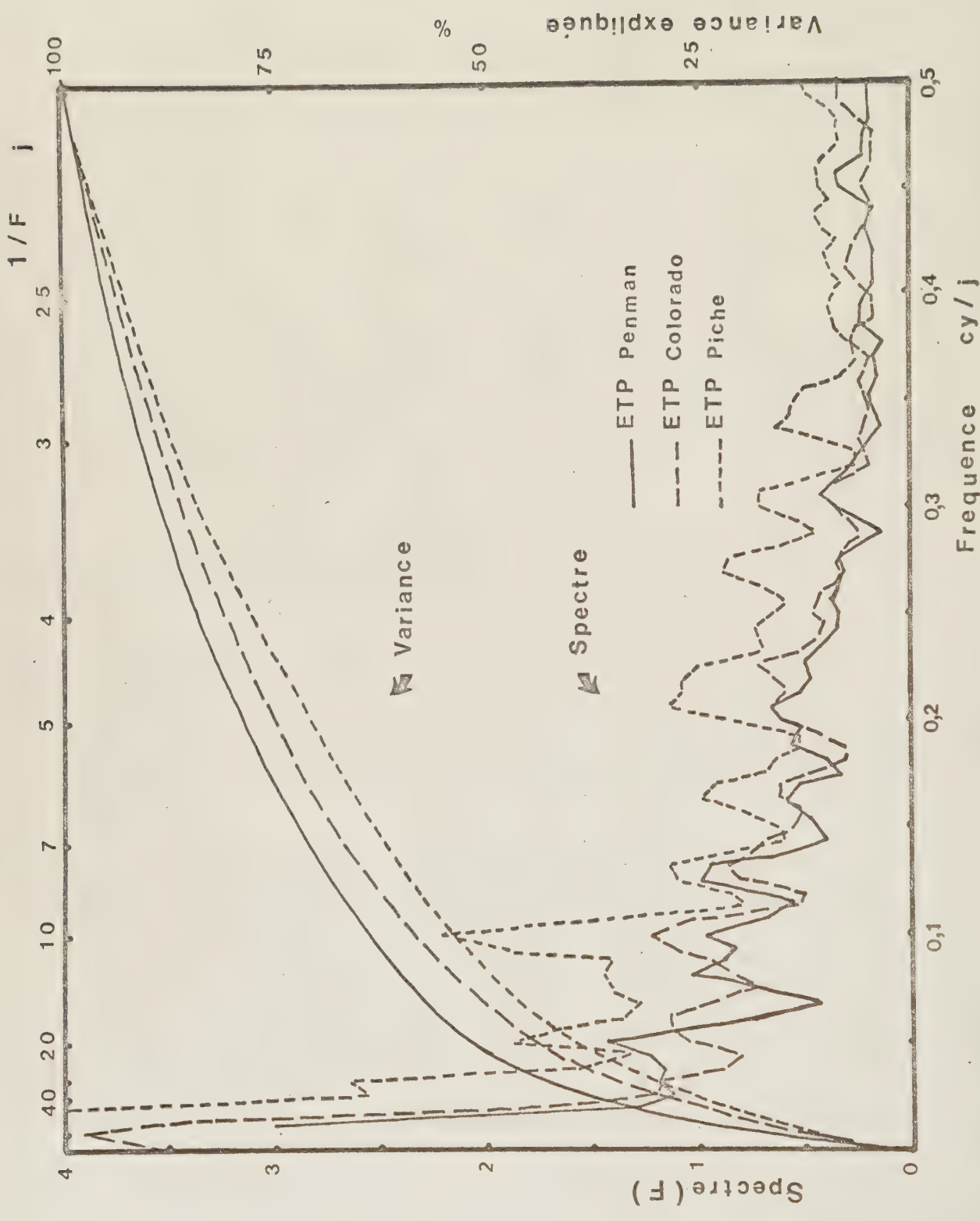


Fig. II-2.5- Comparaison des analyses spectrales à La Daguinière (valeurs désaisonnalisées par sinusôïde mensuelle en retard de 20 jours par rapport à la radiation solaire)

Une comparaison des spectres résultant des trois méthodes de calcul (fig. II-2.3) démontre que les spectres sont essentiellement identiques, sauf à la fréquence fondamentale. L'équation de Penman donne lieu à une valeur plus élevée que les deux autres méthodes. Il est cependant difficile de faire la part des choses, une explication plausible étant que l'amplitude des variations annuelles d'ETP, non suffisamment filtrée par la normalisation des variables, est plus élevée pour l'ETP Penman que pour l'ETP Colorado ou l'ETP Piche. En outre, la disparité des périodes de calcul ne saurait être négligée comme explication possible.

Les courbes cumulées du pourcentage de variance expliqué en fonction de la période de mesure, indiquent^{que} le pourcentage de variance expliqué, est à chaque fois supérieur à 80 % à la fréquence 0,33. Au-delà de cette fréquence, il semble bien d'après l'allure de chacun des spectres que les 15 % ou environ, de variance résiduelle soient entièrement dus à des erreurs de mesure.

Chacune des trois méthodes explique à toutes fins pratiques le même pourcentage de variance à toutes les périodes, les différences étant au plus de quelques pourcents.

2.4- ANALYSE COMPAREE D'ETP PROVENANT DE QUATRE STATIONS DIFFERENTES.

Les trois méthodes de calcul d'ETP ayant conduit à une même conclusion à La Daguinière, il restait à savoir si la réponse serait la même quelle que soit la situation géographique de la station de mesure.

Pour ce faire, les données provenant de trois autres stations, tableau II.2.1, ont été analysées et comparées à celles de l'Authion. Les stations choisies sont :

- La Daguinière sur l'Authion
- Reyssac sur la Diège
- Lambert sur le Gapeau
- Mèlarchez sur l'Orgeval.

L'évaporomètre Piche, étant la mesure la plus communément disponible sur la plupart des bassins, a été choisi pour effectuer la comparaison. Toutefois, ce sont des valeurs provenant d'un bac Colorado qui ont été utilisées à Lambert. Les données étaient déjà sur cartes perforées et la première étude sur les données de La Daguinière ayant démontré la similitude des spectres provenant de l'évaporomètre Piche et du bac Colorado, nous n'avons pas cru en l'obligation absolue d'utiliser les données du Piche. Encore une fois,

les périodes de calcul sont différentes. Cette disparité, si elle n'est pas voulue et fausse en partie les résultats, peut permettre des observations intéressantes.

Rien de bien différent des spectres précédents; c'est l'impression que l'on retire de la fig. II-2.6. De nouveau, un pic important se dresse à la fréquence $1/30$. Quelques différences toutefois sont notées sur les divers spectres et résident essentiellement dans l'importance relative des harmoniques. Ainsi les fréquences comprises entre 0,05 et 0,10, c'est-à-dire entre 10 et 20 jours, semblent expliquer une part plus importante de la variance totale, les harmoniques $2/30$ et $3/30$ étant plus importantes que sur l'Authion. Sur le Gapeau la densité spectrale est même plus grande pour $f = 2/30$ que pour $f = 1/30$. Par contre, certaines harmoniques plus élevées prennent beaucoup moins d'importance. Compte tenu des observations déjà faites en II-2.2, nous n'attacherons pas plus d'importance que cela à ces variations de puissance.

La fréquence à laquelle le spectre devient pratiquement horizontal et de faible amplitude, est moins marquée que pour l'Authion mais on peut penser dire sans trop d'erreur que cette fréquence varie entre 0,33 et 0,04 et correspond donc à une période de 2,5 à 3 jours. A ces fréquences (fig. 2.10), la variance expliquée est de 85 à 90 %.

2.5- COMMENTAIRES SUR LES RESULTATS DE L'ANALYSE SPECTRALE.

Il ressort de l'analyse spectrale de l'ETP qu'il n'est pas absolument nécessaire de mesurer l'évapotranspiration potentielle à tous les jours si l'on désire suivre son évolution journalière. Une mesure tous les 3 jours permet d'expliquer au-dessus de 80 % de la variance de l'ETP (fig. II-2.6).

Certaines formules (THORNWAITE, 1948 ; TURC, 1955) ne permettent le calcul de l'ETP qu'à des pas de temps beaucoup plus grands, 10 et même 30 jours. Les résultats des analyses spectrales décrites dans les sections 2.2, 2.3 et 2.4 permettent de penser que ces méthodes, si elles peuvent donner une idée juste de la moyenne mensuelle, ne peuvent expliquer beaucoup plus de 50 % de la variance de l'ETP désaisonnalisée. D'après la fig. II-2.6, la méthode de Turc appliquée à tous les 10 jours expliquerait entre 40 et 45 % de cette variance. Ce pourcentage ne serait plus que de 8 à 15 % si un unique calcul mensuel était effectué.

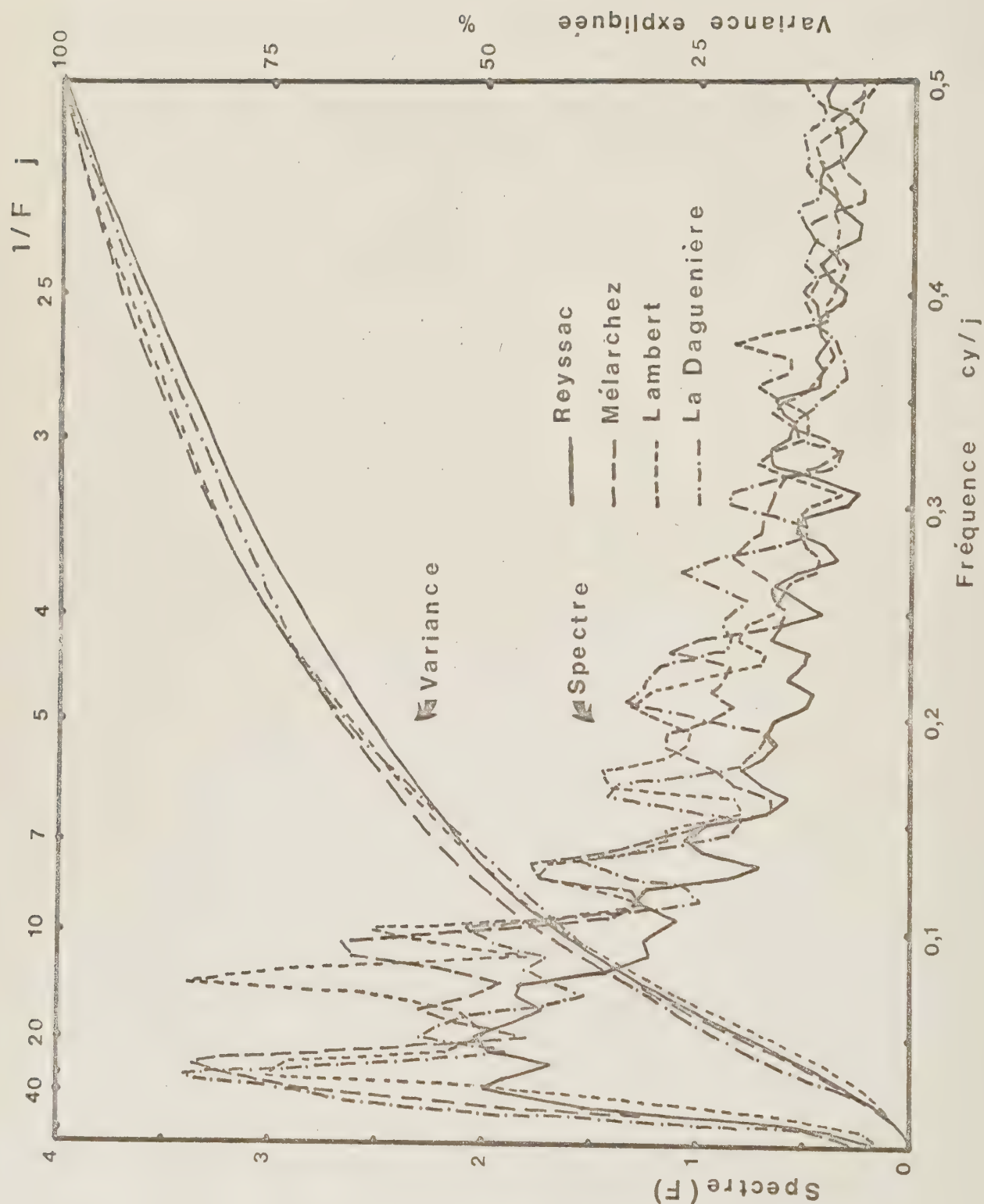


Fig. II-2.6 - Comparaison des analyses spectrales des ETP - Piche à La Daguenière, Reyssac, Mèlarchez et d'ETP-Colorado à Lambert (valeurs normalisées)

Pour certains, connaître l'ETP moyenne sur 10 ou 15 jours et en déduire une ETP approximative, peut être amplement suffisant. D'autres auront probablement besoin de mesures plus rapprochées. Aussi l'hydrologue qui, en simulant des débits sur plusieurs années s'intéresse particulièrement aux crues, peut avoir ce besoin, surtout s'il travaille sur de petits bassins, aux crues brusques et rapides.

* *

*

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE

Dans le contexte de la simulation des débits d'un cours d'eau par un modèle, il n'est pas absolument nécessaire d'utiliser des valeurs journalières d'évapotranspiration.

L'analyse spectrale de l'évapotranspiration potentielle (cette donnée étant beaucoup plus facilement disponible que l'évapotranspiration réelle) a démontré en effet que de 80 à 90 % de la variance totale de l'ETP journalière est atteinte si le calcul de l'ETP est effectué à tous les trois jours. Dans ces conditions, la variance résiduelle est essentiellement due aux erreurs de mesure et il est par conséquent inutile de tenter d'améliorer les résultats sans auparavant affiner les mesures.

D'autre part, la structure du modèle peut avoir une influence sur la fréquence de calcul de l'ETP ou de l'ETR. Si un modèle du même type que CREC est utilisé, la fréquence de mesure peut être variable, seule l'ETR totale entre deux jours pluvieux étant importante. Au contraire, un modèle comme SIM peut mettre à profit la fréquence de mesure la plus faible qui soit conseillée dans tel ou tel cas. Notons toutefois qu'il n'est pas question de discuter ici de la représentativité de tel ou tel modèle par rapport à ce qui se passe dans la nature, mais uniquement de les comparer par rapport à cette donnée d'entrée qu'est l'évapotranspiration.

Quelle que soit la fréquence de mesure choisie, le plus important demeure que l'ETR totale calculée sur une période donnée, une semaine, dix jours ou un mois par exemple, soit le plus près possible de l'ETR de la nature. La distribution des ETR totales en ETR journalières n'a généralement qu'une importance secondaire.

Ces résultats sont confirmés par PARMELE (1972) qui a étudié les erreurs de débits calculés résultant d'erreurs dans les données d'ETP. Pour ce faire, dans un premier temps, il a déterminé l'effet d'une surestimation ou sousestimation régulière d'ETP de 10 ou 20 %, puis il a introduit des erreurs aléatoires dans les données modifiées ou non.

Alors que les erreurs aléatoires n'avaient que très peu d'influence sur les débits, la surestimation ou la sousestimation de l'ETP avait un effet sensible sur les débits. De plus, cet effet était cumulatif au cours de la saison hydrologique, d'où l'importance d'un calcul d'ETR qui ne soit pas biaisé.

Toujours selon PARMELE (1972), il semble "que des valeurs journalières précises d'ETP ne soient pas requises et que des estimés hebdomadaires ou mensuels pourraient être satisfaisants pour une utilisation dans des modèles hydrologiques" dans le cas des bassins étudiés. Il précise toutefois que la structure des modèles choisis et la qualité des autres données d'entrée limitent la portée de ses conclusions et qu'il ne peut être sûr que l'effet quantitatif de la distribution d'ETR est le même dans la nature.

* *

*

DEUXIEME PARTIE

ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE.

CHAPITRE I	THEORIE ET METHODES D'OBTENTION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE
------------	---

1.- PHYSIQUE DU PHENOMENE.

C'est un fait connu de tous : un récipient rempli de quelques millimètres d'eau sera retrouvé vide au bout d'un certain temps sans que pour cela le récipient soit percé.

A la température de la pièce, les molécules d'eau peuvent donc quitter la surface libre de l'eau, comme d'autres peuvent éventuellement la traverser dans le sens contraire.

S'il y a plus de molécules qui sortent de la surface qu'il y en a qui entrent, il y a évaporation. Dans le cas contraire, il y a condensation.

Deux conditions principales sont nécessaires selon MUNN (1966) pour maintenir un certain taux d'évaporation en-dessus d'une surface d'eau ou du sol :

- a)- Les molécules d'eau qui s'échappent de la surface ne doivent pas s'accumuler juste au-dessus de celle-ci saturant ainsi l'air en contact avec la surface et arrêtant l'évaporation. La diffusion des molécules d'eau vers des couches d'air plus éloignées de la surface d'échange s'avère donc nécessaire. En d'autres termes, il doit exister un gradient entre la tension de la vapeur d'eau dans la micro-couche d'air juste au-dessus de la surface libre du liquide et la tension de vapeur à une hauteur h au-dessus de cette même surface. Les mécanismes de transferts dans ce cas sont surtout d'origine turbulente, ceux-ci étant beaucoup plus importants que les transferts par diffusion moléculaire.
- b)- L'évaporation suppose de plus l'existence d'une source de chaleur. Il faut en effet une énergie d'environ 592 cal. pour que 1 cm³ d'eau puisse s'évaporer. En fournissant l'énergie nécessaire à certaines

molécules pour passer de la phase liquide à la phase vapeur, les autres molécules qui composent la surface libre se refroidissent, ainsi que la couche d'air en contact avec elles, réduisant la tension de vapeur saturante dans cette couche d'air. Sans une source de chaleur permettant à la surface de se maintenir à une température suffisamment élevée, il s'établirait rapidement un régime d'équilibre entre la couche d'air et l'eau et toute évaporation cesserait. (la constante solaire est de $2 \text{ cal.cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)

Toujours selon MUNN (1966), les propriétés physiques et chimiques du liquide constituent aussi un facteur important influençant les taux d'évaporation. Dans la nature, l'eau n'est en effet jamais pure et les substances qui y sont ajoutées peuvent accélérer ou freiner l'évaporation.

L'évaporation peut donc être considérée comme un phénomène de diffusion et étudié comme tel ou par le biais de l'énergie nécessaire à son maintien.

2.- DEFINITION DE CERTAINS TERMES.

Selon la surface d'où s'échappe la vapeur d'eau et en fonction des phénomènes physiques qui entrent en jeu, les auteurs d'une note technique de l'Organisation mondiale de la météorologie (GANGOPADHYAYA, 1966) ont convenu d'adopter les définitions suivantes :

- a)- Evaporation : émission de vapeur d'eau par une surface humide ou une surface d'eau libre, sous forme liquide ou solide à une température inférieure au point d'ébullition.
- b)- Evaporation potentielle : quantité de vapeur d'eau qui pourrait être émise par une surface d'eau pure, par unité de surface et de temps en fonction des conditions atmosphériques du moment.
- c)- Transpiration : perte d'eau vers l'atmosphère, sous forme de vapeur d'eau, à travers les pores des plantes.
- d)- Evapotranspiration potentielle : quantité maximum d'eau pouvant être perdue, sous forme de vapeur d'eau, dans un climat donné, par une végétation continue couvrant complètement la surface du sol, lorsque ce dernier est maintenu saturé. Cette définition inclut donc l'évaporation du sol et la transpiration de la végétation d'une région spécifique pour un intervalle de temps donné.

- e)- Evapotranspiration réelle (effective) : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et transpirées par les plantes, en fonction des conditions atmosphériques et de l'humidité du sol du moment.
- f)- Rapport de Bowen : pour une surface évaporante, rapport de la perte par flux ascensionnel d'énergie sous forme de chaleur sensible au flux d'énergie dissipé par évaporation.

A moins d'indications contraires, ces définitions auront cours pour le reste de cette étude. Il convient toutefois de noter que seules les deux dernières définitions, soit celles portant sur ETR et ETP, seront modifiées plus loin.

3.- MESURE DE L'EVAPOTRANSPIRATION.

L'idée de base de la mesure de l'évapotranspiration E_t repose sur l'équation classique du bilan hydrique d'un réservoir rempli de terre et dont la surface est recouverte de végétation. Dans ce cas :

$$E_t = P - R_s - D - S \quad \text{éq. 3.1}$$

où : P : pluie
R_s : ruissellement de surface
D : drainage
S : variation du stock d'eau contenu à l'intérieur du réservoir.

Le ruissellement de surface peut être facilement éliminé, tandis que la pluie et le drainage peuvent être mesurés avec normalement une précision suffisante, compte tenu de la représentativité du pluviomètre par rapport à la surface évapotranspirante. Il reste la variation du stock. C'est effectivement de cette mesure que dépend E_t , les autres ne causant aucun problème.

Idéalement, la solution consiste à peser régulièrement le réservoir rempli de terre, c'est-à-dire l'évapotranspiromètre, et à passer des variations de poids aux variations de stock. C'est actuellement la méthode la plus sûre et la plus précise et elle est recommandée en recherche ou pour recueillir des données qui pourront être utilisées ultérieurement pour tester d'autres méthodes. La complexité et le coût présents d'une telle installation la font malheureusement réserver aux centres de recherches.

D'autres dispositifs de mesure, moins précis, mais permettant un contrôle continu peuvent aussi être utilisés. Ils sont basés sur l'application du principe d'Archimède. Le réservoir rempli de terre est plongé dans un autre réservoir un peu plus grand contenant un liquide, eau, huile, etc.. Toute variation de poids et donc de stock d'eau du cylindre intérieur se traduit par une variation du niveau du liquide dans le cylindre extérieur. Il s'agit alors de suivre les variations du niveau de ce liquide pour déterminer les variations de stock d'eau. Plus facile à installer et d'un coût relativement bas, ce type d'évaporomètre peut rendre de grands services en agriculture, dans le cas où sa précision est suffisante.

Il existe un autre type d'appareil, le lysimètre, qui se différencie des précédents par l'absence de dispositifs de mesure de la variation de la réserve. La mesure d'ETR s'avère alors impossible, à un pas de temps quotidien.

Tous ces appareils permettent le calcul d'ETP en gardant le sol à la capacité au champ à l'intérieur et à l'extérieur des appareils. Précisons que nous ne nous étendrons pas ici sur les moyens utilisés pour garder ou ramener l'appareil à la capacité au champ, pas plus que nous ne sommes entrés dans les détails concernant la description des dispositifs de mesure. Ce n'est pas en effet le but premier de cette étude.

Seuls les appareils pesés ou hydrauliques peuvent servir au calcul d'ETR, puisque seuls ils tiennent compte de la variation du stock d'eau.

Enfin, il est évident que tout appareil perturbe le phénomène qu'il mesure. Il y a donc lieu de faire en sorte que les modifications apportées soient aussi minimales que possible. Une attention spéciale est donc portée aux dimensions de l'appareil, au matériau dont sont faits ses murs et sa base, à la reproduction ou la conservation de la structure initiale du sol, ... Les appareils de référence sont volumineux (plusieurs m³) et lourds (plusieurs tonnes !) ce qui explique qu'ils soient réservés aux centres de recherches. A mesure que les dimensions diminuent les effets d'échanges thermiques et hydrauliques deviennent plus importants. Par conséquent de petits appareils, cuve de 10 à 20 cm d'arête, pratiques et sensibles ne peuvent malheureusement être dignes de confiance à cause de distortions des propriétés thermiques.

Parce qu'ils ne disposent pas de mesures plus sûres, plusieurs utilisent des appareils dont le but premier n'est pas d'évaluer l'évapotranspiration mais l'évaporation. Selon les pays et les organismes qui effectuent les études, les appareils changent, aucun n'étant vraiment considéré comme standard international. Dans tous les

cas; il s'agit toutefois de mesurer les variations de hauteur de la lame d'eau contenue dans ces bacs. La note technique n° 83 de l'O.M.M. dont il a été question précédemment en cite 27 en précisant que la liste est loin d'être complète. En éliminant les bacs flottants qui présentent des difficultés d'installation assez grandes, on peut diviser les autres en deux groupes suivant qu'ils soient enterrés ou à la surface du sol. Les bacs enterrés auraient le mérite de représenter une bonne approximation des caractéristiques d'un lac. Citons pour mémoire les plus connus, le bac Colorado (U.S.A.) et les bacs G.G.I - 3000 (U.R.S.S.) et de 20 m² (U.R.S.S.). Les bacs hors sol ont pour eux l'avantage d'une installation plus simple et d'une détection plus rapide des fuites. Le plus connu et celui qui est probablement le plus répandu, est le bac de classe A (U.S.A.).

Pour tous ces bacs, les hauteurs d'eau évaporées sont multipliées par un coefficient fixe ou variable avec la saison afin d'obtenir une approximation de l'ETP. L'évapotranspiration réelle (?) est une fonction de ces valeurs d'ETP et de la possibilité de préciser l'humidité du sol. Le résultat atteint dépend ... de la validité des hypothèses et des coefficients de passage.

Dans beaucoup de cas, ni évapotranspiromètres ni bacs d'évaporation ne sont disponibles. Il reste alors la possibilité d'utiliser des atmomètres. Ce sont des instruments essentiellement constitués d'un réservoir d'alimentation rempli d'eau distillée qui alimente une surface poreuse d'où se produit l'évaporation. La variation de la quantité d'eau du réservoir sert alors à calculer l'évaporation. Quoique fragiles et nécessitant une attention régulière, ces appareils ont l'avantage d'être petits et leur coût les rend aptes à des études requérant un réseau de mesure très dense. Les auteurs de la note 83 de l'O.M.M. se demandent cependant si ces appareils peuvent être des indices valables de l'évaporation ou de l'évapotranspiration. Leur faible volume les rend en effet plus sensibles à la ventilation qu'au rayonnement, de sorte qu'ils ne représentent qu'un indice de l'évaporation et ne peuvent être vraiment utilisés que pour des études comparatives en fonction du site par exemple. Il ne faut pas espérer en tirer des résultats quantitatifs sûrs.

Il reste que faute de mieux, beaucoup d'études hydrologiques et même de modèles de simulations de débits utilisent les données provenant de bacs ou d'atmomètres. Les évapotranspiromètres étant loin d'être répandus et par suite n'étant presque jamais là où il en faudrait, force est de songer à d'autres moyens d'obtenir les données nécessaires. Les bacs et les atmomètres en sont un.

Si par leur utilisation actuelle, les bacs et les atmomètres ne sont pas toujours représentatifs des phénomènes que l'on désire

mesurer (SUTTON, 1953), évaporation ou évapotranspiration, il y aurait lieu de rechercher plus qu'on ne l'a fait jusqu'ici comment améliorer les données qu'ils fournissent. Ce n'est pas en multipliant ces données par un coefficient empirique, fixe ou variable, qu'on explique le phénomène. Il faudrait revoir le phénomène et éventuellement intégrer ces mesures à des formules qui auraient des bases physiques solides.

4.- ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE EN FONCTION DE PARAMETRES METEOROLOGIQUES.

4.1- CHOIX D'UNE METHODE D'APPROCHE.

Nous ne ferons que mentionner la seule méthode "directe" de calcul de l'évaporation ou de l'évapotranspiration. C'est la méthode des fluctuations connue en anglais sous le nom de "eddy correlation method" ou "eddy flux method" qui est basée sur la mesure des flux turbulents verticaux dans l'atmosphère. Pour le moment, le manque d'instruments adéquats empêche l'application de cette méthode. Dès que la technique pourra permettre une évaluation précise des différentes valeurs requises, cette méthode devrait fournir de très bons résultats. Son principal défaut à ce moment, en ce qui regarde l'hydrologie, serait de conduire à des évaluations d'ETR trop ponctuelles. Il faudrait probablement alors un nombre important de points de mesure pour obtenir une évaluation satisfaisante de l'ETR d'un bassin.

En attendant il existe deux ou trois autres grandes voies d'approche.

La première (SUTTON, 1953) tente de traduire en équations les mécanismes de diffusion qui entraînent la vapeur d'eau loin de la surface évaporante. Toutes les équations dites "aérodynamiques" sont de ce type. Elles nécessitent la plupart du temps la mesure de gradients de l'humidité et de vent, ou la connaissance de ces valeurs à un niveau donné. Cette voie trouve son application naturelle dans la détermination de taux locaux d'évaporation ou d'évapotranspiration.

Un hydrologue, quoique ne négligeant pas ce genre d'information, est le plus souvent intéressé par une estimation de l'évapotranspiration réelle ou potentielle de surfaces relativement grandes, c'est-à-dire ayant au moins quelques km² de superficie.

La seconde voie répond à ces désirs. En effet, elle ne né-

cessite pas la connaissance détaillée du phénomène. C'est la méthode du bilan énergétique, qui permet d'estimer l'ETR par le biais du calcul de l'énergie disponible pour faire passer l'eau de la phase liquide à la phase vapeur.

Dans le contexte de la simulation de débits par des modèles hydrologiques, c'est donc la méthode du bilan énergétique qui a été retenue.

RIOU (1972) note qu'il existe une troisième voie, celle du bilan hydrologique. Toutefois dans ce cas, les mesures sont beaucoup moins précises et le pas de temps est normalement beaucoup trop long pour être intéressant.

4.2- METHODE DU BILAN D'ENERGIE.

4.2.1- EQUATION GENERALE DU BILAN D'ENERGIE.

Selon le but poursuivi et les auteurs, souvent les termes retenus dans l'équation du bilan d'énergie ne permettent pas de faire face au cas général, ou bien ne sont pas assez explicites.

Les auteurs de la note 83 de l'O.M.M., au contraire, établissent un bilan détaillé du phénomène.

Appliquant la méthode conventionnelle de calcul du bilan des flux entrant et sortant d'une "boîte", ils considèrent que dans le cas de l'évapotranspiration, le fond de la "boîte" repose sur le sol alors que le couvercle de celle-ci est au-dessus de la végétation. Cette boîte, naturellement, doit renfermer un échantillon représentatif de la surface dont on désire connaître l'évapotranspiration.

Le bilan peut alors s'écrire :

$$E = R_n + \int_0^z C_p \nabla_H(\rho u T) \delta z + \int_0^z \frac{L\epsilon}{R} \nabla_H\left(\frac{ue}{T}\right) \delta z - (S + A + N)$$

(1) (2) (3) (4) (5) (6)

$$- \int_0^z C_p \rho_c \frac{\delta T}{\delta t} \delta z - \int_0^z C_p \rho \frac{\delta T}{\delta t} \delta z - \int_0^z \frac{L\epsilon}{RT} \frac{\delta e}{\delta t} \delta z \quad \text{éq. I-4.1}$$

(7) (8) (9)

où : E : Evapotranspiration
R_n : Rayonnement net
C_p : Chaleur spécifique de l'air à pression constante
 $\nabla_H : \frac{\delta}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta y}$
ρ : Densité de l'air
u : Composante horizontale de la vitesse du vent.
T : Température de l'air.
L : Chaleur latente de vaporisation de l'eau
ε : 0,622
e : tension de vapeur de l'eau.
S : flux de chaleur dans le sol.
A : flux de chaleur sensible dans l'air.
N : énergie utilisée pour la photosynthèse.
C : chaleur spécifique de la culture.
ρ_c : densité de la culture.
t : temps
R : constante des gaz pour l'air.

Les termes (2) et (3) du membre de droite de l'équation I-4.1 représentent respectivement la divergence horizontale de la chaleur sensible et de la chaleur latente. Ce sont des termes d'advection, au niveau de la parcelle étudiée.

Variables en fonction du temps et non plus de l'espace, les termes (7), (8) et (9) décrivent les variations de chaleur stockée en fonction des variations de température de la culture (7), de chaleur sensible de l'air (8) et de chaleur latente de l'air (9).

4.2.2- EQUATION SIMPLIFIEE DU BILAN D'ENERGIE.

Tous les termes du bilan d'énergie n'ont pas la même importance. De plus, la répartition de l'énergie disponible varie à l'intérieur d'une journée. Vouloir effectuer avec précision le calcul du bilan à un pas de temps relativement court, une heure par exemple, demanderait la prise en compte de tous ces termes. Heureusement, en

hydrologie, on a rarement besoin d'un pas de temps aussi court, les totaux ou moyennes journalières fournissant une information amplement suffisante.

A un pas de temps d'un ou de quelques jours, certains termes sont négligeables ou en tout cas presque toujours relativement faibles.

La photosynthèse n'absorbe alors que quelques pourcents de l'énergie disponible. De même, la variation nette de chaleur stockée, termes (7), (8) et (9), est généralement considérée comme négligeable à cette échelle de temps. Eliminer les termes (2) et (3) est plus délicat. Leur importance dépend en effet de la situation du point de mesure par rapport aux limites horizontales de la culture. Faibles au centre d'un couvert uniforme de grandes dimensions, horizontales, les gradients augmentent à mesure qu'on se rapproche des limites du couvert et par le fait même de l'énergie fournie ou dissipée par ce phénomène.

Donc, à un pas de temps supérieur à 24 heures, une estimation de l'évapotranspiration au centre d'un couvert uniforme de grandes dimensions, peut être obtenue en utilisant une équation du bilan radiatif simplifiée.

$$E = R_n - S - A \qquad \text{éq. I-4.2}$$

Le rayonnement net R_n est la différence entre l'énergie de courte longueur d'onde absorbée à la surface et l'énergie de grande longueur d'onde émise par cette même surface. Le terme "surface" a été laissé volontairement imprécis parce qu'il est matériellement très difficile de localiser précisément le siège de ces échanges radiatifs dans le cas d'une culture. Dans ce cas, la surface n'est pas simple, mais composée d'un grand nombre de surfaces élémentaires réceptrices et émettrices situées à des niveaux différents (SUTTON, 1953). La mesure de R_n est actuellement une mesure relativement courante. Il existe en effet des appareils de mesure assez précis appelés pyradiomètres différentiels (bilanmètres) qui peuvent déterminer les valeurs journalières de R_n avec une précision de 5 à 10 %. Aux endroits où ces appareils ne sont pas disponibles, il est possible de calculer R_n à partir de formules empiriques, moins précises et dont les "constantes" sont sujettes à des modifications selon les auteurs (PENMANN, 1948 ; BROCHET et GERBIER, 1972; RIOU, 1972).

De même, le flux de chaleur S dans le sol, peut être mesuré par des flux-mètres. A défaut, certains tentent de l'estimer autrement. L'importance de ce flux est variable selon le pas de temps et la saison. PENMANN (1948) estime que pour une durée de plusieurs jours et même fréquemment au niveau de la journée, la variation de chaleur stockée dans le sol peut être considérée comme relativement négligeable. Pour sa part, RIJTEMA (1945) pense que négliger le stockage de chaleur dans le sol sur des périodes de 3 ou 4 jours peut conduire à une erreur d'environ 10 % sur l'estimation de l'évapotranspiration.

Les données citées par MUNN (1966) indiquent qu'en été, lorsque les valeurs d'évapotranspiration sont les plus fortes, l'énergie prélevée sur R_n pour réchauffer le sol ne représente que l'équivalent de quelques dixièmes de millimètres d'eau évaporée. SUTTON (1953) rapporte des résultats du même ordre sauf en ce qui concerne le désert de Gobi où le pourcentage d'énergie affectée au réchauffement du sol dépasse celui prélevé pour l'évapotranspiration et atteint plus de 20 % de R_n . C'est à noter, toujours d'après SUTTON (1953) que si en été le flux de chaleur S dans le sol est faible par rapport au rayonnement net, il n'en est pas de même au cours des mois d'hiver. Le flux de chaleur S est alors très souvent du même ordre de grandeur que R_n et n'est plus négligeable, quoiqu'il faille se rappeler qu'en hiver l'évapotranspiration est très faible, se maintenant aux alentours de 0 à 1 ou 2 mm/jour, dans les pays tempérés.

A moins de pouvoir mesurer ou calculer S de façon satisfaisante, une solution à envisager pourrait être de supposer que S est égal à 4 pourcent de R_n durant les mois d'été et de prévoir une augmentation de ce pourcentage à mesure que l'hiver approche.

L'énergie dissipée sous forme de chaleur sensible A peut être estimée par l'équation suivante :

$$A = \rho C_p K_H \left(\frac{\delta T}{\delta z} + \Gamma \right) \quad \text{éq. I-4.3}$$

où : A , ρ et C_p et T ont la même définition que dans l'équation I-4.1.

K_H : coefficient de transfert de la chaleur sensible à la hauteur z

Γ : taux de variation adiabatique de la température avec l'altitude.

Malheureusement, on connaît mal la variation de K_H avec la hauteur en fonction des conditions météorologiques, l'équation I-4.3 peut donc difficilement servir à une estimation valable de la chaleur sensible. D'autre part, les difficultés techniques qui empêchent la mesure directe de l'évapotranspiration dans l'air en tant que flux de chaleur latente se retrouvent pour la mesure du flux de chaleur sensible (DYCK, 1972).

Telle qu'elle est, l'équation I-4.2 ne peut donc servir directement au calcul de l'évapotranspiration puisque A n'est pas négligeable et ne peut être obtenu facilement.

4.2.3- ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE PAR UNE METHODE BASEE SUR LE RAPPORT DE BOWEN.

Le rapport de Bowen B peut s'écrire de la façon suivante :

$$B = \frac{A}{LE} = \frac{C_p}{L} \frac{K_H}{K_e} \frac{\delta T / \delta z}{\delta q / \delta z} \quad \text{éq. I-4.4}$$

où : L : chaleur de vaporisation de l'eau.

E : évapotranspiration.

C_p : chaleur spécifique de l'air à pression constanté.

K_e : coefficient de transfert de la chaleur latente à la hauteur z .

T : température.

q : humidité spécifique.

Initialement, le rapport K_H/K_e a été supposé égal à l'unité. Sans que soit connue la valeur respective de ces coefficients de transferts, l'hypothèse de leur égalité, permettait de simplifier davantage le rapport pour obtenir :

$$B = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta q} \quad \text{éq. I-4.5}$$

$$\text{où } \gamma = C_p / L$$

Dans ce ΔT et Δq sont mesurés entre les mêmes hauteurs z_1 et z_2 au-dessus de la surface.

En pratique selon SUTTON (1953), cette identité des coefficients n'est vraiment réalisée avec une précision suffisante que lorsque le profil de température est adiabatique. Le profil moyen de température pour une période de 24 heures est rarement adiabatique. Il ne le devient que lorsque la période est beaucoup plus longue de l'ordre d'un mois, par exemple, MUNN (1966). Toutefois, cette question des coefficients de transfert est très discutée. Il semblerait que si les rapports K_H/K_M et K_e/K_m (K_m étant le coefficient de transfert de quantité de mouvement) varient beaucoup en fonction de la stabilité du profil il n'en soit pas de même du rapport K_H/K_e (SWINBANK et DYER, 1967). En effet, compte tenu de l'incertitude provenant des mesures d'humidité, ce rapport serait presque toujours voisin de l'unité.

Ces restrictions étant posées, l'équation simplifiée du bilan d'énergie I-4.2, devient :

$$E = \frac{R_n - S}{L} \cdot \frac{1}{1 + B} \quad \text{éq. I-4.6}$$

Le problème consiste donc à évaluer le rapport de Bowen en supposant que les erreurs sont aléatoires, de sorte qu'en moyenne sur plusieurs jours le résultat total est satisfaisant. On remarque alors que lorsque les gradients d'humidité sont beaucoup plus grands que les gradients de température, la valeur de B est relativement faible et par suite les erreurs d'évaluation relevant de K_H/K_e sont minimisées. Dans les pays arides, le calcul de B doit être plus précis, les gradients de température et par suite la valeur de B devenant plus élevée. Toutefois, certaines études ont montré (LEMON, 1957) que même dans des conditions de réchauffement très important par advection, le rapport de Bowen n'est jamais inférieur à -0,5.

GANGOPADHYAYA (1966) précise que les gradients doivent être mesurés aussi près de la surface que possible de façon à réduire les effets d'entraînement, d'advection et les variations de flux de chaleur sensible et latente dans la couche d'air. Cette recommandation si elle peut conduire à des estimations très précises de l'ETR d'une petite surface, implique pour l'hydrologue un grand nombre de points de mesure de façon à connaître l'ETR d'un bassin.

Différentes méthodes peuvent être utilisées pour calculer le rapport de Bowen. Nous en avons retenu une qui par la simplicité des mesures pourrait éventuellement recevoir une application étendue.

Le gradient de l'humidité spécifique Δq entre les hauteurs z_1 et z_2 peut s'exprimer avec une très bonne approximation par :

$$\Delta q = (\delta + \gamma) \Delta T_W - \gamma \Delta T \quad \text{éq. I-4.7}$$

où :

δ : pente de la tension de vapeur à la température T

γ : constante psychrométrique

T_W : température du thermomètre mouillé

T : température du thermomètre sec

En fonction de ce mode de calcul du rapport de Bowen, l'équation I-4.6 s'écrit (RIOU, 1972) :

$$E = \frac{R_n - S}{L} \left(1 - \frac{\gamma}{\delta + \gamma} \frac{\Delta T}{\Delta T_W} \right) \quad \text{éq. I-4.7}$$

Il suffit donc de mesurer les températures des thermomètres sec et humide à deux hauteurs différentes pour obtenir le rapport de Bowen (SECK et PERRIER, 1970). Enfin, lorsque les études en cours (PERRIER et SEGUIN, 1970) permettront tout au moins une détermination simple du rapport K_H/K_e , en attendant de fournir les valeurs individuelles de chacun de ces deux coefficients, en fonction des conditions météorologiques, l'utilisation de l'équation I-4.7 pourra être vraiment encouragée.

4.2.4- THEORIE DE BOUCHET SUR LA RELATION ETR-ETP.

Alors que beaucoup de recherches ont été entreprises afin de trouver des méthodes de calcul ou de mesure de l'ETR, force est de constater que la représentativité spatiale de telles méthodes est pour le moins demeurée imprécise. Ainsi les définitions des divers termes rappelées en I-2, ne font appel à aucune notion d'étendue spatiale.

BOUCHET (1963, 1964) s'est penché sur ces problèmes d'échelles et a pu ainsi en tirer une relation purement énergétique entre ETR et ETP.

Certains termes du bilan d'énergie ne deviennent faibles ou négligeables que si un pas de temps d'au moins 24 heures est choisi. BOUCHET suppose donc que l'équation qu'il propose ne s'applique qu'à des pas de temps de 24 heures ou plus. Il fait alors remarquer que, "si dans une zone plane et homogène apparaît une hétérogénéité (caractéristiques du sol telles que conductibilité thermique, chaleur spécifique, humidité, nature du couvert végétal, ETR différent, etc.) il se développe dans le sens de la circulation d'air une zone perturbée où

part, la radiation atmosphérique n'étant que très peu influencée, une variation d'ETR déterminera essentiellement une variation de la température et des flux Q_s et Q_3 .

Supposons maintenant que sur une surface R telle que décrite plus haut, ETR n'est limitée que par l'énergie disponible et qu'au centre de cette surface on dispose d'un évapotranspiromètre E gardé à la capacité au champ et par conséquent représentatif d'ETP. Dans ce cas :

$$ETR_R = ETP_E = ETP_o \quad \text{éq. I-4.9}$$

Au contraire, si d'autres facteurs, le manque d'eau par exemple, déterminent une valeur plus faible d'ETR :

$$ETR_R = ETP_o - q_1 \quad \text{éq. I-4.10}$$

Le terme q_1 représente l'énergie non utilisée par ETR_R et qui doit être répartie entre les termes du groupe (2) de l'équation I-4.8. Une diminution d'ETR conduit donc à une augmentation de la température de surface et des flux Q_s et Q_3 . L'air autour de l'évapotranspiromètre s'asséchant et sa température augmentant provoquera une augmentation de l'ETP. Ainsi, de façon approximative, l'énergie libérée par la baisse d'ETR servira à augmenter ETP :

$$ETP_E = ETP_o + q_1 \quad \text{éq. I-4.11}$$

Dans les meilleures conditions d'échanges d'énergie :

$$ETP_E + ETR_R = 2 ETP_o \quad \text{éq. I-4.12}$$

BOUCHET démontre par ailleurs que :

$$2 ETP_o \leq (1-a) R_g - Q_{4.5} \quad \text{éq. I-4.13}$$

Donc :

$$ETP_E + ETR_R \leq (1-a) R_g - Q_{4.5} \quad \text{éq. I-4.14}$$

Il existe donc une relation énergétique approximative entre ETP et ETR qui sera d'autant plus précise que les termes négligés seront faibles et que les flux de grande échelle pourront être évalués ou négligés. Si les hypothèses formulées par BOUCHET (1963, 1964) se vérifient,

il est donc possible d'estimer l'ETR d'une surface d'au moins "quelques dizaines à quelques centaines d'hectares" à partir de l'équation I-4.14.

C'est exactement ce dont l'hydrologue a besoin, dans le contexte des modèles : des valeurs d'ETR estimées non à partir du niveau des différents réservoirs, mais de façon indépendante et représentant l'ETR moyenne sur une surface relativement grande.

* *

*

CHAPITRE II	VERIFICATION EXPERIMENTALE DE LA THEORIE DE BOUCHET.
-------------	---

1.- RESULTATS DE RECHERCHES ANTERIEURES.

Considérant son équation davantage comme une inéquation se rapprochant d'autant plus d'une égalité que les termes négligés sont plus faibles, BOUCHET (1963) se contente de donner quelques exemples d'application tirés des données de TURC (1955). Sur une base annuelle, et pour les zones équatoriales où $ETR = ETP$, ces données confirment que :

$$ETR = ETP = 0,5 (1-a) R_g \quad \text{éq. II-1.1}$$

En effet les valeurs des ETR observées sont comprises entre 1.030 et 1.245 mm et celles provenant de l'équation II-1.1. entre 990 et 1.340 mm.

A l'échelle annuelle et dans le cas où $ETR = ETP$, l'équation (ou inéquation) de BOUCHET serait donc applicable.

Recherchant des solutions simples de remplacement de la formule de Penman ou de bacs d'évaporation, de façon à estimer ETP aux endroits où les données nécessaires sont inexistantes, RIOU (1972 a) constate qu'en zone équatoriale où ETR est toujours voisine de ETP, il est possible d'estimer ETP à partir du rayonnement global R_g . La droite de régression entre des valeurs mensuelles d'ETP et de R_g , à Brazzaville, donne :

$$ETP = 0,45 R_g \quad \text{éq. II.1.2}$$

avec un coefficient de corrélation de 0,99. De plus, il parvient à des valeurs similaires à d'autres stations congolaises, donc toujours en zone équatoriale. C'est un résultat qui confirme les premiers calculs de BOUCHET, mais cette fois à un pas de temps mensuel.

Un résultat encore plus intéressant est observé à Fort-Lamy au Tchad. A cette station, le rapport ETP/R_g en 1968 est passé de 0,69 en Avril à 0,45 en Juillet. Il a donc diminué à mesure que la saison des pluies progressait.

Ignoré ou tout au moins passé sous silence par toutes les théories classiques sur l'évapotranspiration, ce résultat est la preuve que pour une quantité d'énergie donnée, ETP diminue à mesure qu'ETR augmente. Toutes ces théories en effet considèrent $ETR \leq ETP$, sans jamais spécifier qu'ETP puisse varier en fonction d'ETR !

Par conséquent, non seulement à un pas de temps mensuel, ETP peut être déterminée par l'équation II-1.1. en pays humide, mais encore elle varie en fonction de R_g et de ETR (que nous supposons augmenter à mesure que progresse la saison des pluies au Tchad) comme le prévoyait BOUCHET (1963).

Dans un autre article et sur une base annuelle cette fois, RIOU (1972 b) présente la variation d'ETP et d'ETR annuelles en fonction de la latitude. En zone aride, vers $13^{\circ}N$, l'ETP annuelle est de l'ordre de 2000 mm/an alors que l'ETR ne dépasse pas 300 mm. A mesure que l'équateur se rapproche et que le climat devient plus humide, l'ETP diminue et l'ETR augmente pour devenir toutes deux identiques à environ 1200 mm/an vers $4^{\circ}N$.

L'équation de BOUCHET (1963) semble donc s'adapter aussi bien à une variation de ETP et ETR dans l'espace que dans le temps.

Au cours d'une série d'articles, MORTON (1965, 1969, 1970, 1971) s'est surtout attaché à prouver de façon théorique que les variations d'ETR se traduisaient par des variations d'ETP dans le sens contraire et apparemment identiques ou presque en valeurs absolues.

En plus d'élaborer des équations relativement complexes pour le calcul d'ETP, il a aussi insisté sur la nécessité de revoir les définitions d'ETP et d'ETR. Les théories classiques sur l'évapotranspiration, selon MORTON (1969) mélangent cause et effet, supposant que l'évapotranspiration potentielle contrôle en partie l'ETR, mais mesurant ETP à partir de petits appareils influencés par l'humidité de la basse atmosphère et donc par ETR. Il suggère donc de définir :

- l'évaporation régionale comme étant l'évaporation de surfaces (eau, sol, et végétation) si étendues que les transferts de chaleur et de vapeur d'eau à partir de ces surfaces contrôlent les possibilités d'évaporation de la basse atmosphère (evaporability of the lower atmosphere).
- l'évaporation potentielle comme étant l'évaporation à partir d'une surface toujours humide, dotée des caractéristiques régionales en ce qui concerne l'absorption de radiation et les transferts de va-

peur d'eau et de chaleur et qui possède une dimension si faible que les transferts de chaleur et de vapeur d'eau qui en proviennent n'ont pas d'effet significatif sur les possibilités d'évaporation de l'air qui la survole.

Comme RIOU (1972 b), il montre à un pas de temps mensuel, que ETP varie entre $0,5 (1-a)R_g$ en climat humide et $(1-a)R_g$ en climat sec. D'autre part, il vérifie que la théorie de BOUCHET permet de calculer l'ETR moyenne d'un bassin avec probablement autant sinon plus de précision que le bilan hydrique.

Enfin, sans préciser davantage, il pense que dans le cas d'une région ne comptant pas de lacs profonds et éloignée de zones de modifications climatiques marquées, un pas de temps de 24 heures serait probablement trop court, mais un mois serait plus que suffisant.

Si les études de RIOU et de MORTON suggèrent que l'équation de BOUCHET est applicable à partir d'un pas de temps mensuel, personne n'a vérifié jusqu'ici qu'elle soit applicable, corrigée ou non, à un pas de temps plus court.

2.- ETUDE EXPERIMENTALE DE LA THEORIE DE BOUCHET A DIVERS PAS DE TEMPS.

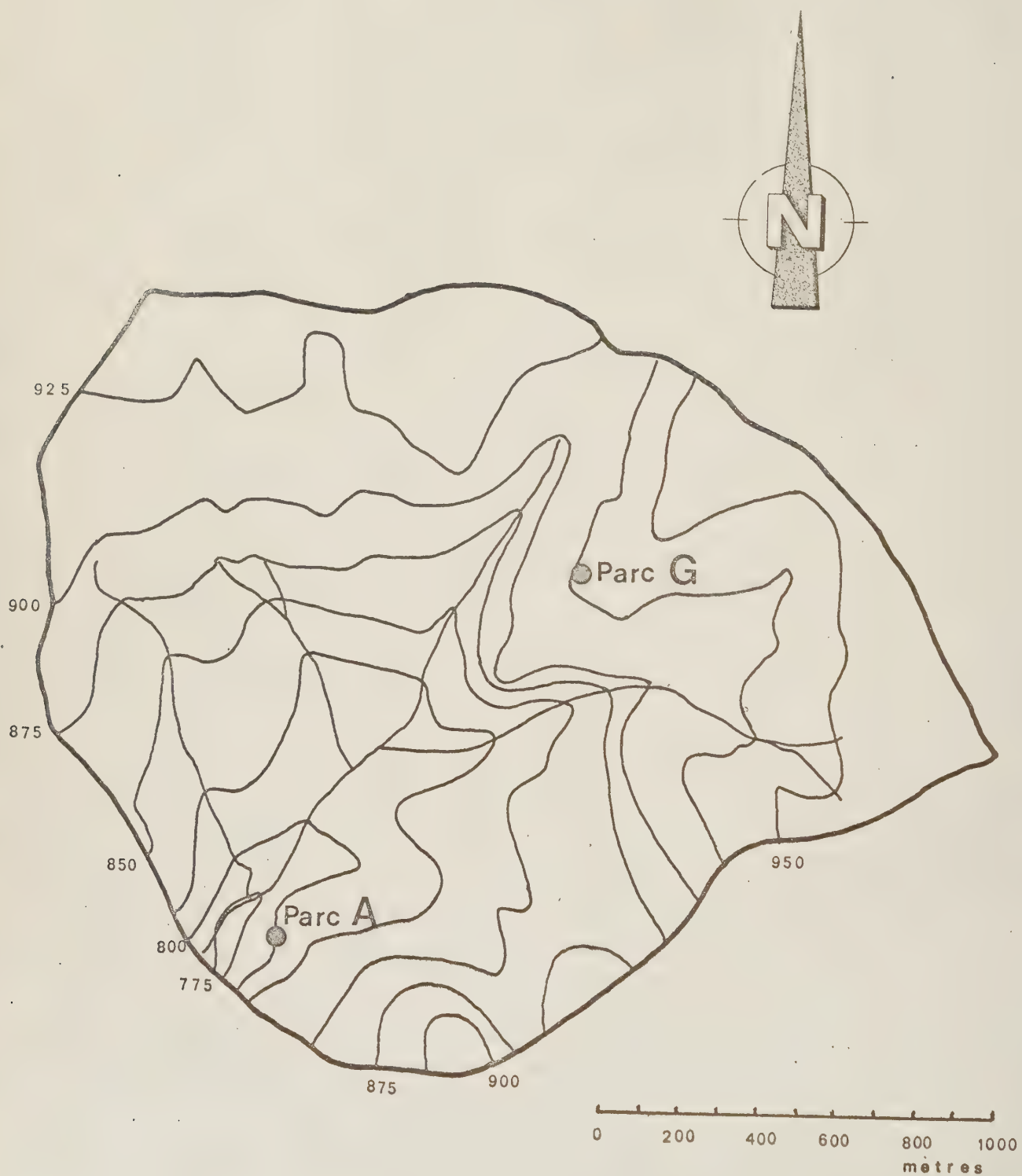
2.1- DONNEES DU BASSIN EXPERIMENTAL D'ALRANCE.

2.1.1- DONNEES UTILISEES.

C'est en 1951 que l'Electricité de France a commencé à équiper et exploiter le bassin d'Alrance, en Aveyron, en vue d'études hydrologiques. Au cours des années, un grand nombre de données ont donc été accumulées concernant les précipitations, les températures, les débits et l'évapotranspiration; ainsi que d'autres phénomènes météorologiques et hydrologiques.

Le bassin compte deux parcs principaux de mesures (fig. II-2.1) où sont concentrés plusieurs instruments et des parcs secondaires pour l'étude de la répartition spatiale de certaines données particulières (pluies, hauteurs de nappe,).

Fig. II-2.1- Bassin expérimental d'Alrance.



Bien que relativement près l'un de l'autre, les parcs A et G ne bénéficient pas exactement des mêmes conditions climatiques (DOSSEUR, 1964). Moins abrité que le parc A, le parc G a, entr'autres différences, une durée d'ensoleillement et des vents supérieurs à ceux de la station A, ce qui implique très probablement une évapotranspiration différente.

Le seul appareil qui puisse fournir des valeurs journalières d'évapotranspiration réelle, est situé en G. C'est un évapotranspiromètre pesable nain. C'est un cube de 20 cm d'arête. Son poids lorsqu'il est saturé d'eau est de 16 à 20 kg.

En A, l'appareil utilisé est un lysimètre de 2500 m² de surface et de 50 cm de profondeur avec une nappe maintenue à 35 cm sous la surface, pour l'estimation d'ETP.

Ces deux appareils, ainsi que les autres lysimètres installés sur le bassin d'Alrance, sont décrits plus en détail par JACQUET (1963).

Les durées d'ensoleillement nécessaires au calcul du rayonnement global R_g ont été mesurées en A et en G sur héliographes.

2.1.2- ANALYSES DES DONNEES.

Bien équipé en ce qui concerne la plupart des mesures météorologiques et hydrologiques, le bassin d'Alrance représentait un banc d'essai intéressant de la théorie de BOUCHET. Des études antérieures effectuées sur ce bassin (DOSSEUR, 1964 ; D'HARCOURT, 1960) laissaient cependant mal augurer des lysimètres. Selon eux, les faibles dimensions des lysimètres et la nécessité d'avoir recours à l'équation du bilan hydrique pour déterminer des valeurs d'ETR et d'ETP, réservaient ces appareils à des études qualitatives.

Comme au début de cette étude, seules ces données étaient disponibles, c'est sur elles qu'ont porté les premières tentatives. Parmi celles-ci, une seule a paru assurer un minimum de précision.

DOSSEUR (1964) présente des valeurs moyennes journalières de l'ETR du bassin expérimental pour des périodes variables allant de 15 à 137 jours et déterminées par bilans hydrologiques. Le bassin, en effet, est tel qu'il existe "une invariante entre

Tableau II-2.1

Vérification de la théorie de BOUCHET sur le
bassin d'Alrance

Année	Jours et Mois	Nbre jours	ETR du bassin	ETP Lys. II ₂	ETP bas- sin *	Radia- tion globale R _g	** (1-a) R _g	ETR _B +ETP _B	ETR _B / (1-a)R _g	ETP _B / (1-a)R _g	ETR _B / ETP _B
			mm jour	mm jour	mm jour	mm jour	mm jour	mm jour			
1956	25.07 - 30.8	36	2,9	3,4	3,1	7,2	5,4	5,0	0,55	0,57	0,93
	9.09 - 29.9	20	4,8	2,9	2,7	5,9	4,3	7,5	1,12	0,63	1,78
	19.10 - 5.11	17	0,6	0,9	1,1	2,2	1,5	1,7	0,39	0,71	0,55
1957	24.04 - 18.5	24	2,6	2,3	2,2	6,3	4,9	4,8	0,53	0,45	1,18
	22.05 - 20.6	29	3,2	3,1	2,8	7,0	5,6	6,0	0,57	0,50	1,14
	6.07 - 26.7	20	2,4	2,9	2,7	7,0	5,4	5,1	0,44	0,50	0,89
	5.08 - 26.8	21	1,5	3,4	3,1	6,7	5,0	4,6	0,30	0,62	0,48
	26.08 - 23.9	28	2,5	2,5	2,4	6,3	4,6	4,9	0,54	0,52	1,04
	11.10 - 4.11	24	0,5	1,4	1,5	4,0	2,8	2,0	0,18	0,53	0,33
1958	10.5 - 30.5	20	3,4	3,7	3,3	7,7	6,5	6,7	0,52	0,51	1,03
	2.06 - 30.6	28	3,0	4,7	4,1	8,1	7,1	7,1	0,42	0,58	0,73
	30.07 - 29.8	30	2,6	4,4	3,8	7,3	6,1	6,4	0,43	0,62	0,68
	29.08 - 19.9	21	2,2	3,8	3,4	6,8	5,4	5,6	0,41	0,63	0,65
	19.09 - 10.10	21	2,2	2,1	2,0	4,9	3,9	4,2	0,56	0,51	1,10
	6.10 - 25.10	19	1,2	1,2	1,3	3,9	2,9	2,5	0,41	0,45	0,92
1959	6.04 - 19.5	44	1,4	2,2	2,1	6,8	5,1	3,5	0,27	0,41	0,67
	21.05 - 12.6	22	3,1	4,3	3,8	8,2	7,2	6,9	0,43	0,53	0,82
	3.08 - 31.8	28	3,2	5,0	4,3	7,5	6,2	7,5	0,52	0,69	0,74
	31.8 - 3.10	33	2,9	2,8	2,6	5,4	4,3	5,5	0,67	0,60	1,11
	26.10 - 9.11	15	1,2	0,8	1,0	2,5	1,8	2,2	0,66	0,55	1,20
1960	8.05 - 25.5	17	2,3	3,6	3,2	7,9	6,6	5,5	0,35	0,48	0,72
	2.06 - 30.6	28	3,3	6,1	5,2	8,9	7,8	8,5	0,42	0,67	0,63
	30.06 - 16.7	16	3,7	5,1	4,4	7,8	6,6	8,1	0,56	0,67	0,84
	16.07 - 17.8	32	3,0	4,2	3,7	7,1	5,9	6,7	0,51	0,63	0,81
	25.08 - 10.9	16	2,2	2,8	2,6	6,2	5,0	4,8	0,44	0,52	0,85
	21.08 - 25.9	35	3,4	2,7	2,5	5,9	4,7	5,9	0,72	0,53	1,36

* L'ETP de bassin est obtenue selon l'équation II-2.1

** L'albédo est variable avec la saison, Voir fig. II-2.2.

le volume de la réserve et son débit". Il suppose donc que la variation de la réserve pour une période donnée est négligeable "si les débits de tarissement en t_1 et t_2 sont les mêmes et si le niveau moyen de la nappe phréatique est également identique à ± 15 cm". A ce moment $ETR = P - Q$ et $\Delta R \sim 0$

D'autre part, il montre que deux des lysimètres de la station A représentent de façon satisfaisante l'un l'ETR du bassin (lysimètre I_2 avec végétation, sans nappe et profond de 100 cm), l'autre l'ETP du bassin (lysimètre II_2 avec végétation et nappe à 35 cm sous la surface, profond de 50 cm). Les coefficients de corrélation sont respectivement de 0,86 et 0,88.

Il était donc possible de comparer des valeurs d'ETR et d'ETP (tableau II-2.1) mesurées simultanément à partir soit du bassin dans son entier, soit à l'une de ses parties (le lysimètre II_2). Dans les deux cas, la surface était couverte de végétation, ce qui permettait d'éliminer des formules plus ou moins précises dont au surplus il aurait fallu déterminer l'albédo arbitrairement. Les "ETP de bassin" ont été obtenues en appliquant la régression linéaire déterminée par DOSSEUR entre l'ETR du bassin en période humide et les valeurs du lysimètre II_2 . Selon cette régression :

$$ETP_{\text{bassin}} = 0,78 E_{\text{lysimètre } II_2} + 0,39 \quad \text{éq. II-2.1}$$

Une première constatation s'impose sur la fig. II-2.2a. Les points semblent se regrouper autour de deux ou trois droites qui correspondraient à des albédo de 5,15 et 25 %. De plus, si à côté de chaque point nous indiquons l'année, nous remarquons que, pour une année déterminée (et surtout en 1957, 1958 et 1960), la plupart des points se retrouvent autour de la même droite. Toutefois, cette droite change d'année en année.

Il y aurait donc des variations apparentes d'albédo d'une année à l'autre. A celles-ci il faudrait superposer des variations saisonnières que les points suggèrent mais de façon moins marquée. Il est bien certain que des albédos de l'ordre de 5 % dans le cas de surfaces végétales sont beaucoup trop faibles et qu'il faille chercher ailleurs que dans l'albédo une explication aux points de l'année 1960, dans l'advection très probablement.

La fig. II-2.2b reprend la même information que précédemment, mais en fonction de $(1-a)R_g$. L'albédo a est supposée variable (tableau II-2.2) avec la saison et l'année et les différentes valeurs adoptées intègrent en partie les variations dues à l'advection.

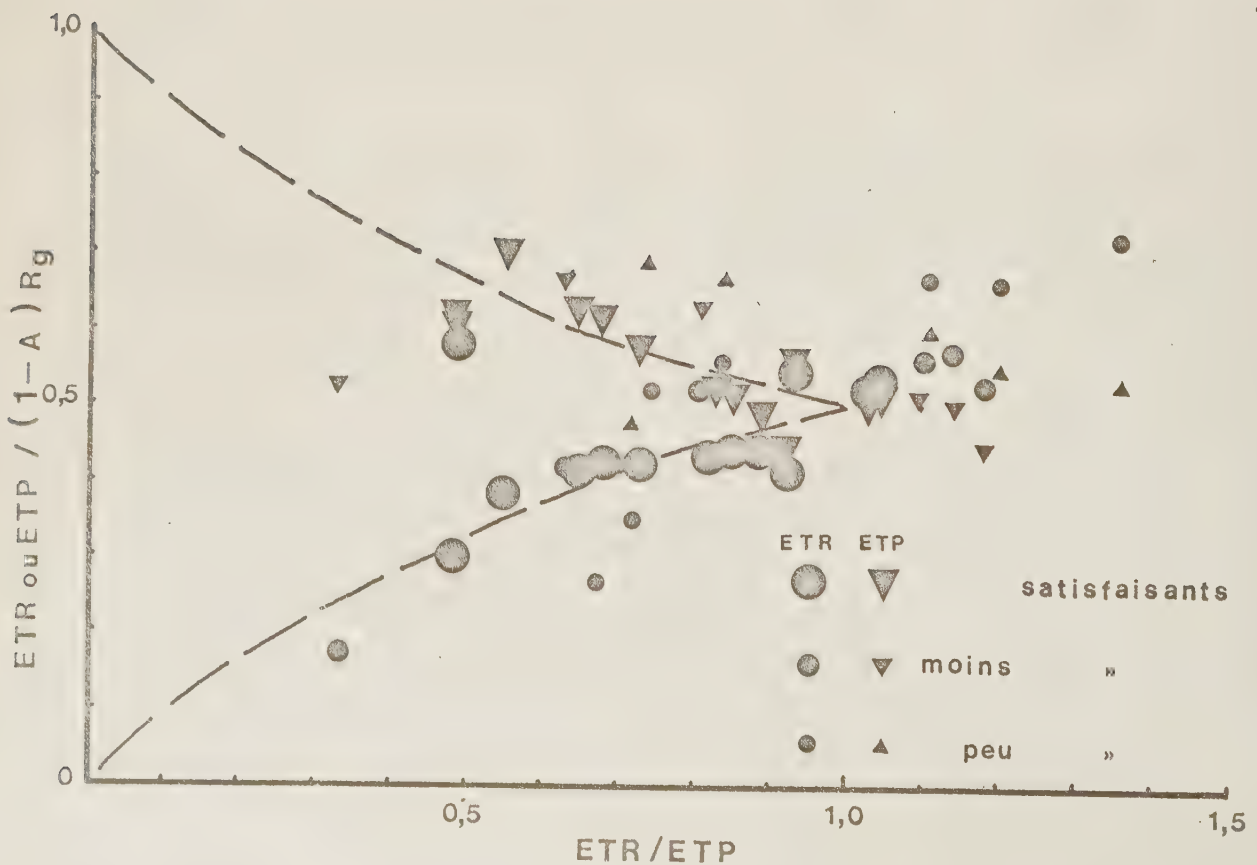
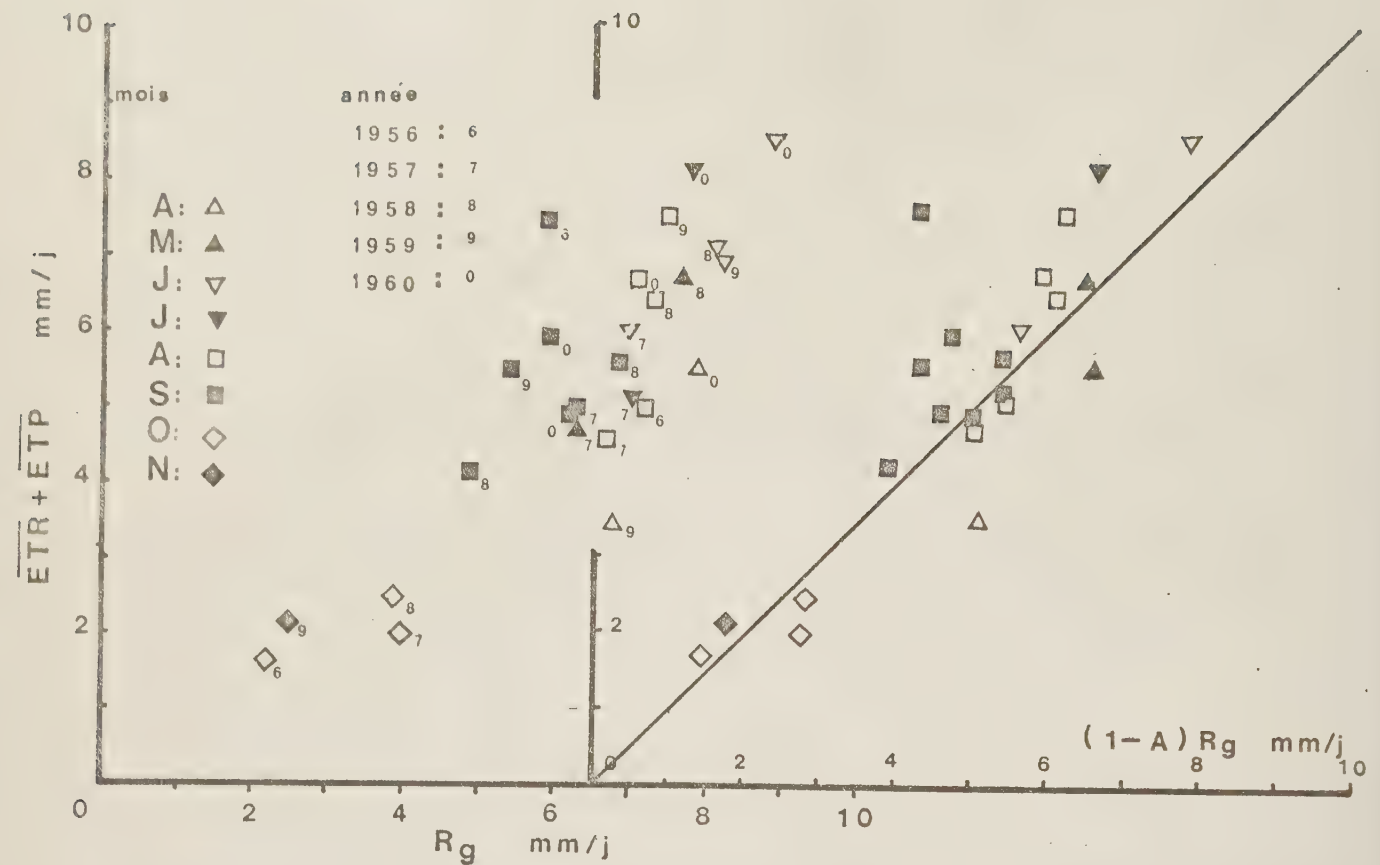


Fig. II-2.2 - Vérification de la théorie de BOUCHET sur le bassin d'Alrance

Ainsi "corrigés" les points se resserrent davantage autour d'une droite commune. L'équation de régression entre $ETR + ETP$ et $(1-a)R_g$ s'écrit :

$$(ETR_B + ETP_B) = -0,15 + 1,06 (1-a)R_g \quad \text{éq. II-2.2}$$

Dans ce cas, le coefficient de corrélation est 0,92.

Tableau II-2.2

Variation de l'"albédo" avec l'année et la saison sur le bassin d'Alrance pour les années 1956 à 1960.

Mois Années	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCTOBRE
1956 - 57	0,23	0,20	0,23	0,25	0,27	0,30
1958-59-60	0,16	0,12	0,15	0,17	0,20	0,25

Selon la Fig. II-2.2.b et l'équation II-2.2, l'équation de BOUCHET serait très probablement valable en moyenne et les estimations d'ETR qui pourraient en résulter seront d'autant plus précises que l'on pourra tenir compte des apports d'énergie d'advective.

La fig. II-2.2.c présente les mêmes données sous une autre forme, suggérée par BOUCHET, de façon à montrer à quelle proportion de l'énergie absorbée correspondent les valeurs de ETR et ETP à mesure que le rapport ETR/ETP augmente. Les points ont été classés en trois groupes de façon arbitraire :

- points satisfaisants : $ETR < ETP$
ou $|(ETR + ETP) - (1-a)R_g| < 0,5$
- points moins satisfaisants : $ETR/ETP \leq 1.10$
ou $0,5 \leq |(ETR + ETP) - (1-a)R_g| \leq 0,8$
- points peu satisfaisants : $ETR/ETP > 1.10$
ou $|(ETR + ETP) - (1-a)R_g| > 0,8$

Le seul fait que l'ETR soit supérieure à l'ETP sur certaines périodes, démontre la difficulté d'obtenir sur ce bassin des données qui puissent permettre la vérification quantitative d'hypothèses et surtout leur correction éventuelle. Ainsi du 9 au 29 septembre 1956, l'ETR moyenne journalière obtenue par bilan hydrique est de 4,8 mm/jour. Si toutefois cette ETR est calculée à partir de la valeur du lysimètre sans nappe I_2 pour la même période et de la régression déterminée par DOSSEUR, pour ce lysimètre, l'ETR moyenne journalière n'est plus que de 2,7 mm/jour!

Compte tenu des données, il semble donc que pour les périodes sans advection et pour lesquelles $ETR < ETP$, il y a effectivement une diminution de l'ETP lorsqu'ETR augmente et que pour $ETR = ETP$, l'équation II-1.1 est satisfaite.

2.1.3- AUTRES COMMENTAIRES.

Comme mentionné plus haut (2.1.2), d'autres tentatives ont été effectuées avec les données du bassin d'Alrance, toutefois les résultats ne sont pas rapportés ici. Qu'il suffise de préciser que dans le cas de données journalières, la dispersion des points était assez importante et que le lysimètre nain de la station G, le seul pouvant être utilisé à ce pas de temps pour estimer ETR, ne donnait pas toutes les garanties nécessaires quant à la précision des mesures. Ses petites dimensions laissent supposer des effets thermiques et hydrauliques susceptibles de fausser les mesures. D'autre part, il arrive fréquemment que le bilan soit négatif les jours pluvieux (d'HARCOURT, 1960) ce qui empêche son utilisation régulière.

A ce point de l'étude, il semblait donc que la théorie de BOUCHET puisse s'appliquer, mais les preuves n'étaient pas irréfutables. Il fallait recourir à des données plus sûres de façon surtout à pouvoir étudier l'équation à des pas de temps relativement court, c'est-à-dire de 1 à 3 jours.

2.2- DONNEES DE LA STATION EXPERIMENTALE DE LA MINIERE (I.N.R.A.)

2.2.1- DONNEES UTILISEES.

Pour des raisons évidentes, les chercheurs de l'Institut National de la Recherche Agronomique (I.N.R.A.) s'intéressent à l'évapotranspiration. Ils disposent entr'autres installations d'un groupe de grands évapotranspiromètres situés à la Station de bioclimatologie de La Minière, station qui se trouve à environ

10 km à vol d'oiseau au Sud du Centre National de la Recherche Agronomique (C.N.R.A.) de Versailles.

La fig. II-2.3 indique la situation de chacun de ces appareils sur le terrain expérimental de La Minière et leurs caractéristiques principales sont résumées au tableau II-2.3. Les renseignements en provenance de ces appareils sont inscrits sur papier par l'intermédiaire d'un système enregistreur à plusieurs voies.

Tableau II-2.3
Caractéristiques principales des évapotranspiromètres
de La Minière.

N° de l'évapo- transpiromètre	Système de mesure	Type de mesure	Surface en m ²	Profon- deur en m
1	Bascule + Pesons	ETR _{max} culture	3,45	2,00
2	Pesons	ETP(ETR _{max} fétuque)	4,70	0,60
3 à 9	Pesons	ETR culture	3,45	2,00

Sauf le n° 2 dont la surface est constamment recouverte de fétuque, les évapotranspiromètres ont une couverture variable avec la saison. Leur surface demeure nue de l'automne au printemps et du milieu de Mai à Octobre ou Novembre, ils sont recouverts de végétation. Depuis 1969, les mesures sont effectuées sur du maïs. Le tableau II-2.4 précise les dates de levée et de récolte de ce maïs. Pour les années 1969 à 1971, toutes les parcelles étudiées avaient une densité moyenne de 90.000 pieds de maïs à l'hectare, ensemencées à la machine. L'ensemencement fait à la main sur les évapotranspiromètres donnait 8,4 pieds/m². En 1972, la densité de maïs a varié d'une parcelle à l'autre, seules celles renfermant les n° 6 et 7 demeurant à 90.000 pieds/hectare. Afin de garder une certaine homogénéité avec les années précédentes, seules ces parcelles ont servi au calcul des valeurs moyennes journalières d'ETR en 1972. Ceci et le fait que les données provenant de l'évapotranspiromètre n° 3 ne soient plus sûres depuis 1971, explique la variation du nombre d'appareils utilisés à chaque année.

Certaines données climatologiques n'étant pas observées les Samedi et les Dimanche en 1969, à La Minière, nous avons préféré utiliser celles de Versailles par souci de continuité, et tout en sachant qu'il existe des différences d'exposition entre les deux stations.

Fig. II-2.3.- Situation des divers appareils sur le terrain expérimental de La Minière
(I.N.R.A. - Bioclimatologie)

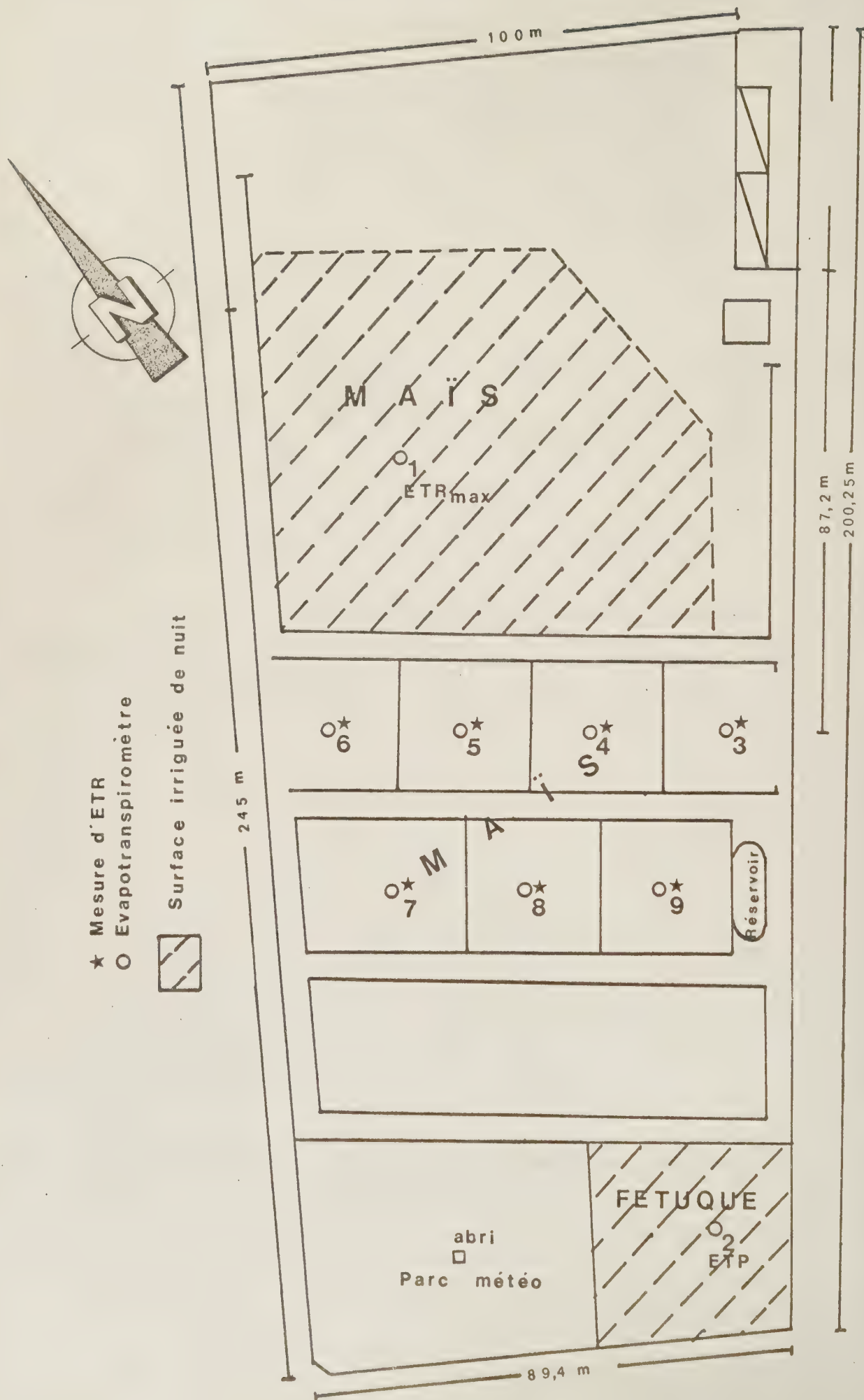


Tableau II-2.4
Informations complémentaires

Année Information	1969	1971	1972
Levée du maïs	16 Mai	20 Mai	12 Juin
Récolte du maïs	16 Octobre	16 Octobre	13 Novembre
Station de mesures des données climatologiques complémentaires	Versailles (C.N.R.A.)	La Minière	La Minière
N° des évapotranspiromètres utilisés	3,4,6,7,8	4,6,7,8	6, 7

Enfin, des mesures d'albédo ont été obtenues par VORLET GRANCHER et BONHOMME (1969) à La Minière. Ces renseignements ainsi que d'autres contenus dans la littérature (MUNN, 1966 ; SUTTON, 1953,() ou inédits, ont mené au choix des valeurs suivantes (tableau II-2.5) :

Tableau II-2.5
Valeurs moyennes mensuelles de l'albédo

Mois	Valeurs moyennes de l'albédo
Juin	0,17
Juillet	0,18
Août	0,20
Septembre	0,22
Octobre	0,26

Ces valeurs sont valables en moyenne, quand le sol est convenablement recouvert de végétation. L'albédo d'un sol nu peut varier de façon aussi importante en une seule journée.

La précision des mesures peut être considérée comme satisfaisante. En 1969, année où cinq évapotranspiromètres étaient en service pour le calcul d'ETR, l'écart moyen journalier entre la valeur la plus

élevée et la plus faible était d'environ 0,6 mm pour les mois de Juillet et Août. Cet écart était cependant plus faible en Août qu'en Juillet. En ce qui concerne ETP, l'I.N.R.A. ne dispose à La Minière que d'un seul appareil mais la sensibilité de son système de mesure est entre 3 et 4 fois supérieure à celle des appareils servant au calcul d'ETR. L'évapotranspiromètre n° 1 (calcul d'ETM) est encore plus sensible : ses variations de poids produisent à l'enregistrement des variations dont l'amplitude est 12 fois plus grande que celles des appareils d'estimation d'ETR. Au cours de cette étude les données de cet évapotranspiromètre n° 1 ont permis le contrôle des valeurs d'ETP fournies par le n° 2.

Quant à l'erreur commise sur la mesure de la radiation globale R_g , elle est généralement de l'ordre de 5 à 10 %.

2.2.2- ETUDE QUALITATIVE, D'APRES GRAPHIQUES, DE LA RELATION :

$$\text{ETR} + \text{ETP} = (1-a)R_g + Q_{4.5}$$

Une mise en garde s'impose avant de commenter les figures II-2.4 à II-2.12.

Selon les hypothèses de BOUCHET (1963, 1964), l'ETP est une fonction de l'ETR moyenne régionale. Les valeurs d'ETR mesurées sur les évapotranspiromètres, données ponctuelles, ne représenteraient vraiment l'ETR régionale que si le terrain expérimental de La Minière était au centre de cultures de maïs suffisamment étendues. Ce n'est pas le cas. Le relevé des cultures environnantes n'a pu être obtenu, mais certains chercheurs de la station pensent que l'ETR du maïs est plus élevée que l'ETR des autres cultures généralement semées dans la région. Les valeurs mesurées sur les évapotranspiromètres pourraient donc surévaluer l'ETR régionale, mais cette hypothèse est malheureusement difficile à vérifier.

Par suite du nombre restreint de points et des variations importantes et incontrôlables d'albédo au cours des mois de Mai et d'Octobre, les données provenant de ces deux mois n'ont pas été incluses dans l'analyse qui suit. En Mai, le maïs sort à peine de terre et couvre très peu le sol. Selon que ce dernier est sec ou mouillé et à mesure que pousse le maïs, l'albédo subit des variations très difficiles à évaluer. Lorsque vient Octobre, le maïs mûrit et les feuilles jaunissent. La mise en graphiques des quelques données d'Octobre laissait entrevoir des valeurs d'albédo plus élevées que la valeur prévue au tableau II-2.5

mais aucune mesure d'albédo ne pouvait confirmer ou infirmer ce résultat. Il a donc paru plus sage d'abandonner les mesures d'ETR effectuées en Octobre, pour le moment, tout en demandant qu'on procède au cours de la campagne 1973 à des mesures d'albédo sur une parcelle de maïs jauni.

De manière à observer comment se comporte la relation entre $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$ à mesure que le pas de temps diminue, l'étude portera successivement sur des périodes de 30 (pas de temps moyens le plus faible utilisé lors d'études précédentes) 9, 3 et 1 jours.

Les douze moyennes journalières, correspondant aux mois de Juin à Septembre des années 1969, 1971 et 1972, (fig. II-2.4) laissent présager un apport d'énergie dû au terme $Q_{4.5}$ qui n'est pas négligeable, à supposer toutefois que la relation de BOUCHET soit exacte. De plus, disposition qui se précisera sur les graphiques suivants, les points de l'année 1969 ont tendance à se situer au-dessus de la droite $(ETR + ETP) = (1-a)R_g$, ceux de l'année 1971 de part et d'autre de cette droite et ceux de 1972 plutôt en-dessous.

C'est seulement à un pas de temps de 9 jours, avec 32 valeurs pointées, qu'il devient possible de supposer qu'en moyenne la relation de BOUCHET (éq. I-4.14) puisse s'appliquer. La plupart des points, soit 24 sur 32, se regroupent relativement près de la droite $(ETR + ETP) = (1-a)R_g$, les écarts pouvant s'expliquer par l'importance variable du terme $Q_{4.5}$ et les erreurs de mesure. Les remarques faites plus haut à propos de la disposition des points suivant les années reçoivent une confirmation supplémentaire à ce pas de temps. De façon à ce que la relation de BOUCHET puisse s'appliquer plus précisément à une année donnée, il y aurait donc lieu de tenter d'évaluer le terme $Q_{4.5}$. Sans cette correction, dans 75 % des cas l'estimation d'ETR + ETP pourrait vraisemblablement être faite avec une erreur moyenne ne dépassant pas 1 mm/jour. Naturellement, cette erreur serait réduite si le terme $Q_{4.5}$ était connu, même de façon approximative.

Lorsque le pas de temps diminue de 9 à 3 jours, comme l'indiquent les fig. II-2.6 et II-2.7, la dispersion augmente. La figure II-2.6, a présente les 104 couples de valeurs regroupés sur un seul graphique, permettant ainsi d'obtenir une idée de la précision possible sans tenir compte de l'évaluation de l'énergie fournie par les masses d'air. Les parties b, c et d de cette même fig. II-2.6, où les valeurs sont pointées année

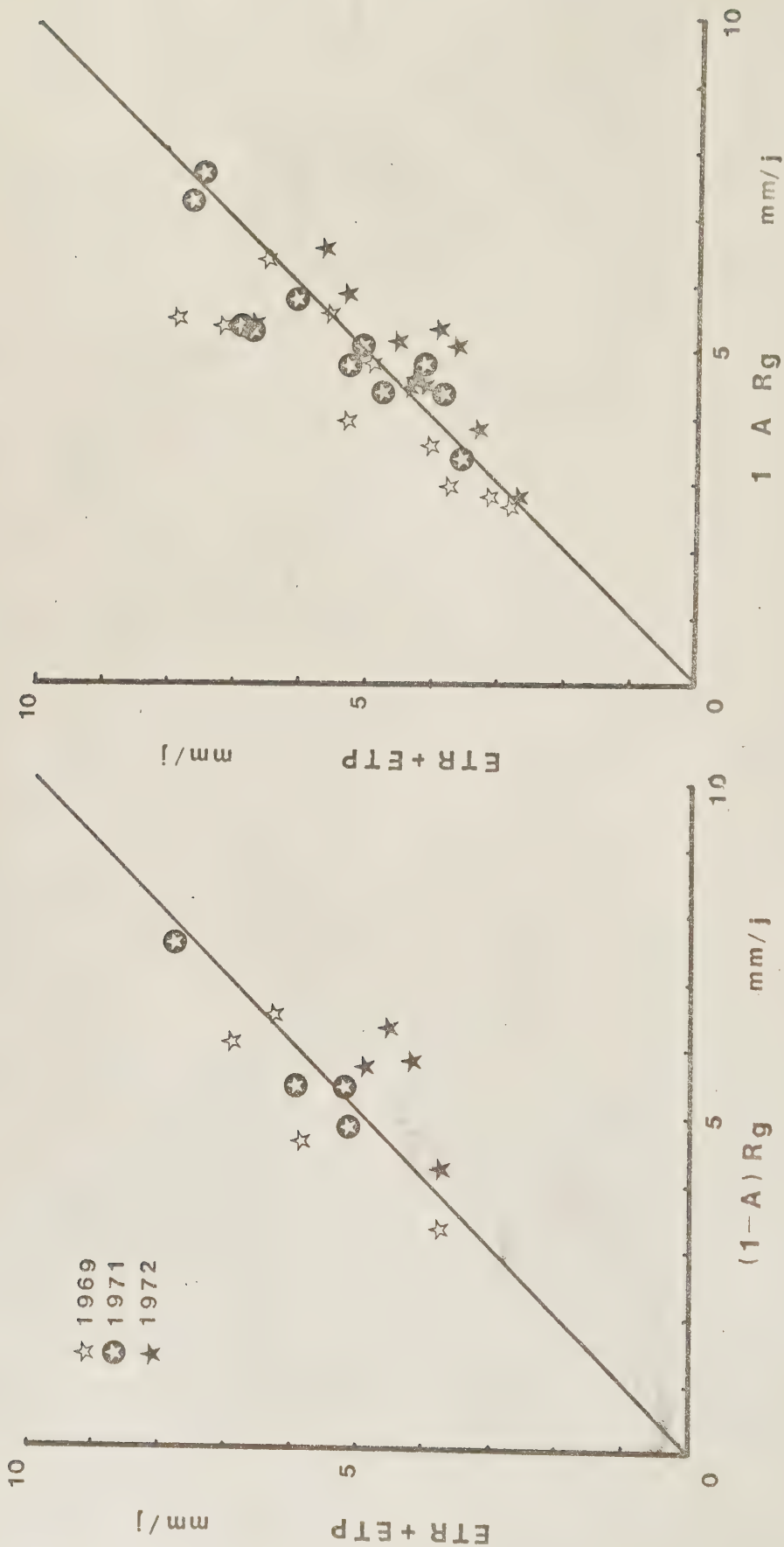


Fig. II-2.4 - Valeurs moyennes mensuelles pour les années 1969-71-72.

Fig. II-2.5 - Valeurs moyennes sur neuf jours pour les années 1969-71-72.

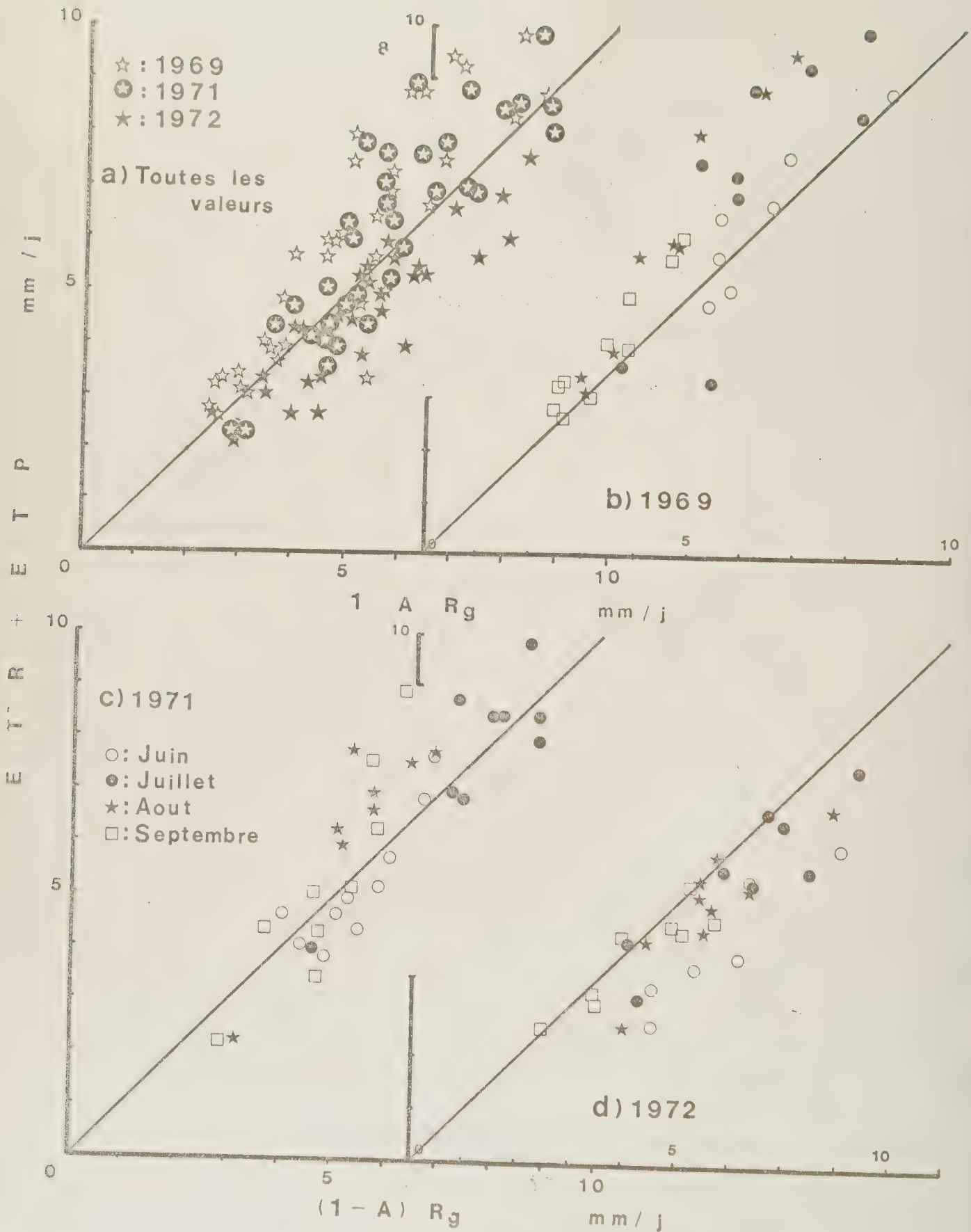


Fig. II-2.6 - Valeurs moyennes sur trois jours pour les années 1969-71-72.

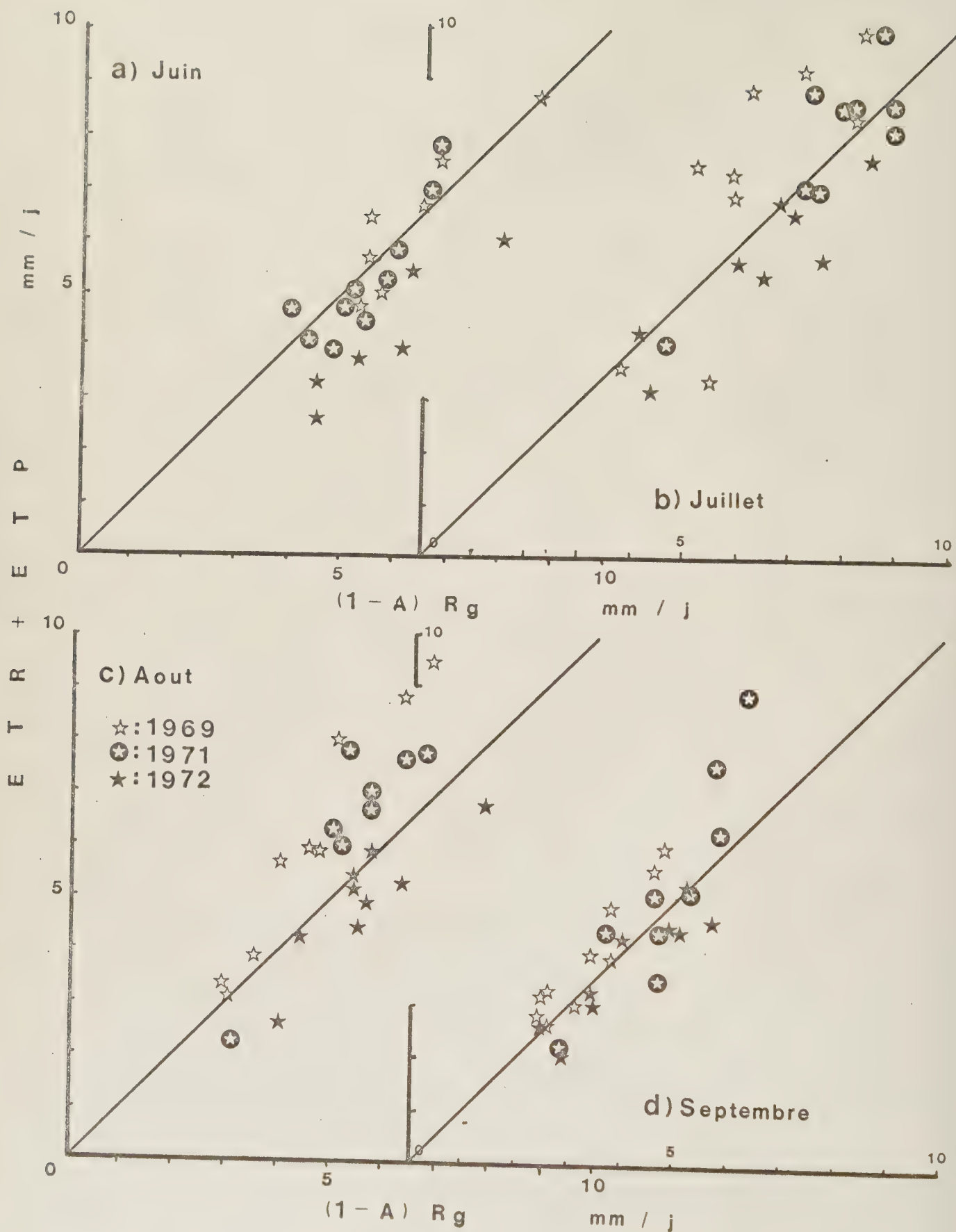


Fig. II-2.7 - Valeurs moyennes sur trois jours pour les années 1969-71-72, par mois.

par année, montrent clairement la disparité qui existe entre ces années et la nécessité de tenir compte de ce fait soit par le terme $Q_{4.5}$ s'il en est la seule cause, soit par une modification éventuelle de la relation de BOUCHET.

Il devient dès lors nécessaire de noter immédiatement que d'autres années de mesures seraient nécessaires pour assurer une analyse satisfaisante des facteurs en cause. Les hypothèses et solutions qui seront suggérées dans la suite de cette étude doivent donc être reçues comme préliminaires.

Quels que soient les phénomènes en jeu, pour l'ensemble des mois d'une année (fig. II-2.6) ou un mois donné pour les trois années (fig. II-2.7), ils produisent des distorsions énergétiques telles qu'il est possible d'envisager des droites reliant (ETR + ETP) à $(1-a)R_g$ qui ne passent plus par l'origine et dont la pente ne soit pas nécessairement égale à l'unité. Enfin, les apports énergétiques aléatoires semblent d'amplitude moyenne variable selon le mois étant généralement plus importants en Juillet qu'en Septembre.

Les différentes parties de la fig. II-2.8, dans lesquelles les valeurs journalières de ETR + ETP en fonction de $(1-a)R_g$ ont été portées année par année, rappellent la possibilité d'une relation ne passant pas par l'origine des axes. Cette nouvelle relation pourrait éventuellement avoir une ordonnée à l'origine identique pour les trois années, mais dans ce cas l'ajustement visuel d'une droite aux données conduit à une variation de la pente moyenne annuelle. Sauf dans le cas de l'année 1972, un déplacement de la droite $E_r + E_p = (1-a)R_g$ parallèlement à elle-même, impliquant des ordonnées à l'origine variables d'année en année mais une pente toujours égale à l'unité, ne paraît pas souhaitable.

Si la fig. II-2.8 est comparée à la fig. II-2.9, il est visible que la dispersion des points est moins grande pour l'ensemble des points d'une année (fig. II-2.8) que pour l'ensemble des points d'un mois pour les années étudiées (fig. II-2.9). De plus, dans le cas de la fig. II-2.9 l'hypothèse d'une pente égale à un devient plus acceptable.

D'autres observations intéressantes peuvent s'ajouter, si les données sont mises en graphique mois par mois (fig. II-2.10, II-2.11 et II-2.12). Il faut préciser auparavant que la nature ne connaît pas la division de l'année en mois et que par conséquent un décalage de 5, 10 ou 15 jours pour les dates de début (et de fin) des périodes donnerait naissance à des droites de pente et d'ordonnée à l'origine différentes de celles qui seront

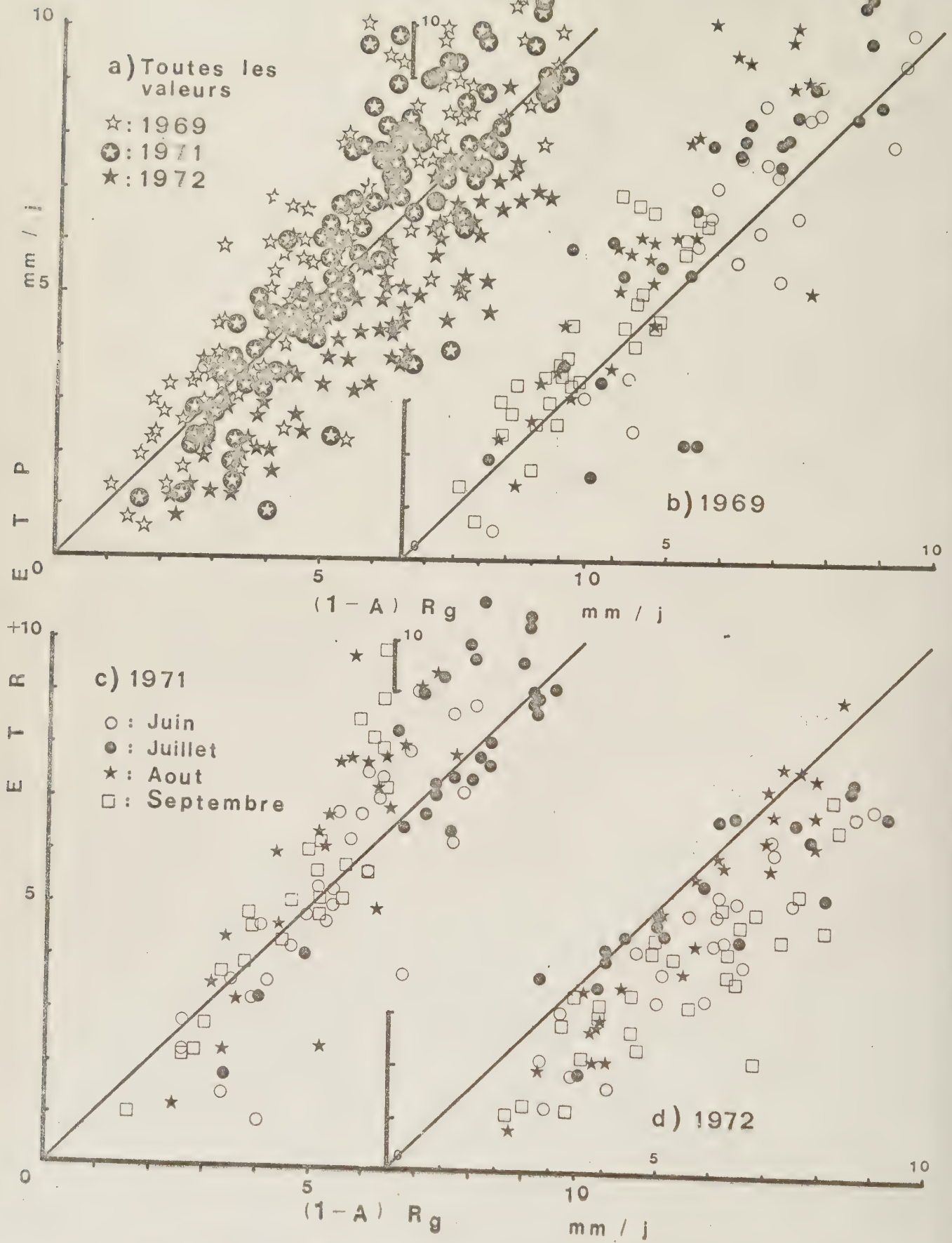


Fig. II-2.8 - Valeurs journalières pour les années 1969-71-72.

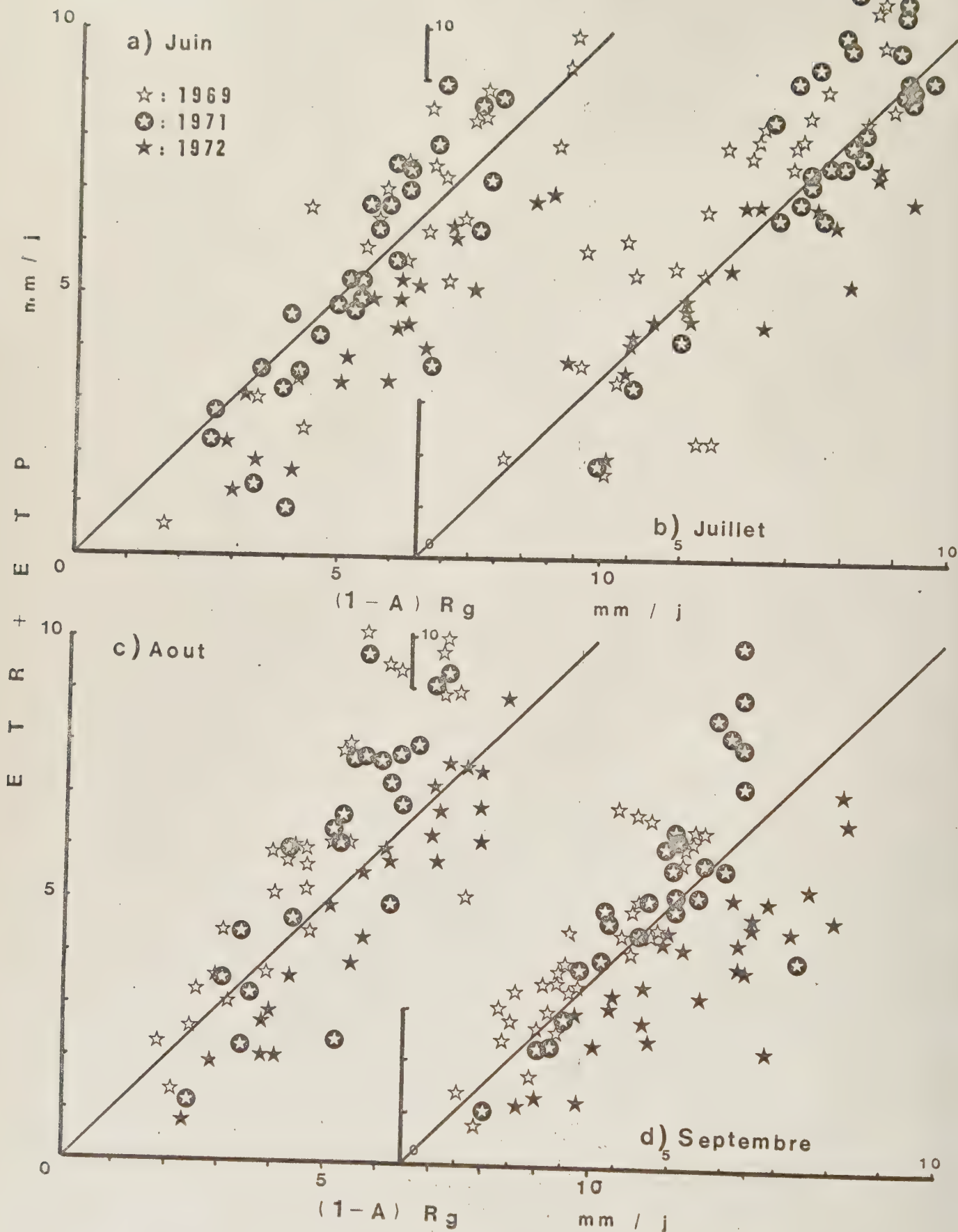


Fig. II-2.9 - Valeurs journalières pour les années 1969-71-72, par mois.

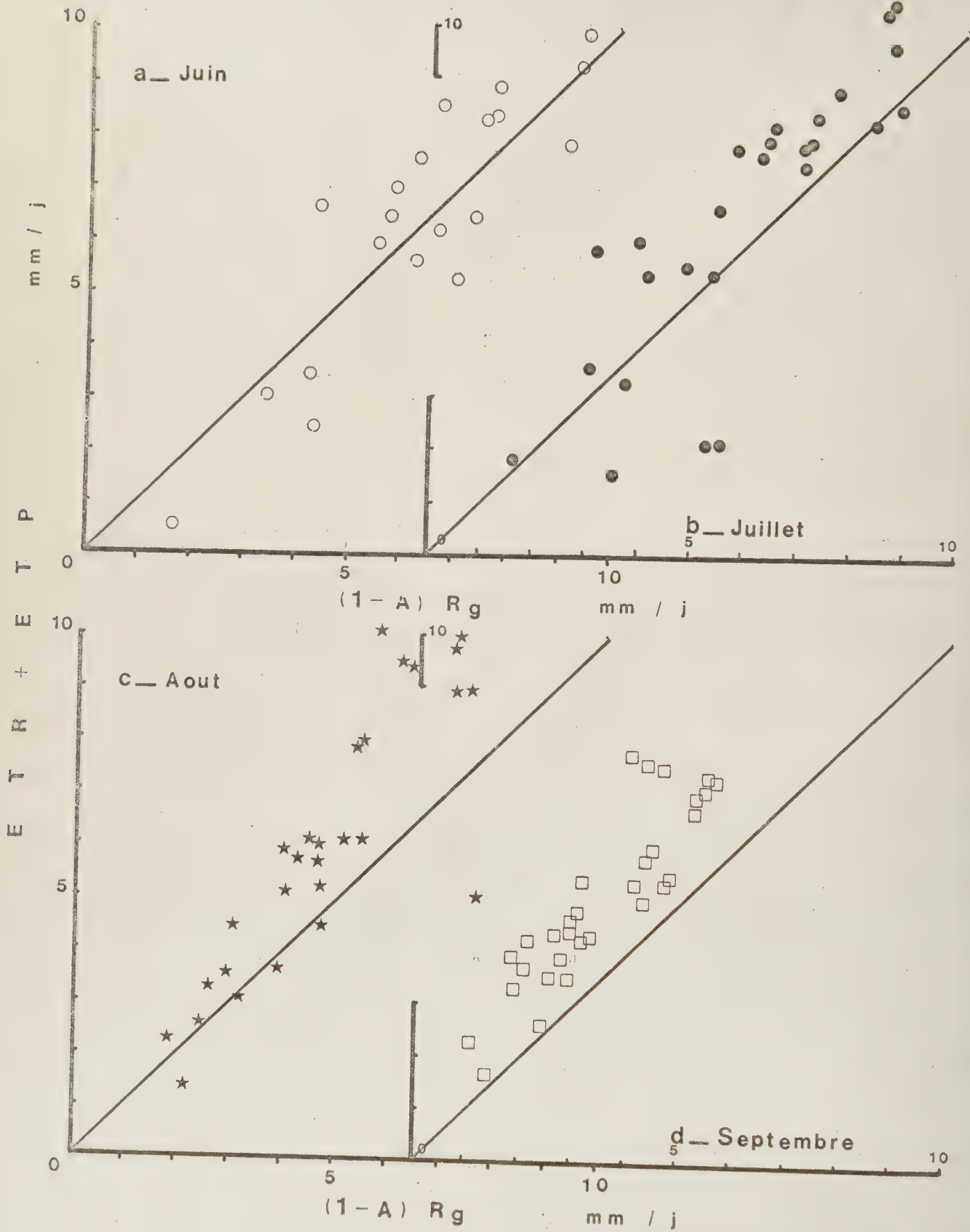


Fig. II-2.10 - Valeurs journalières, mois par mois, en 1969.

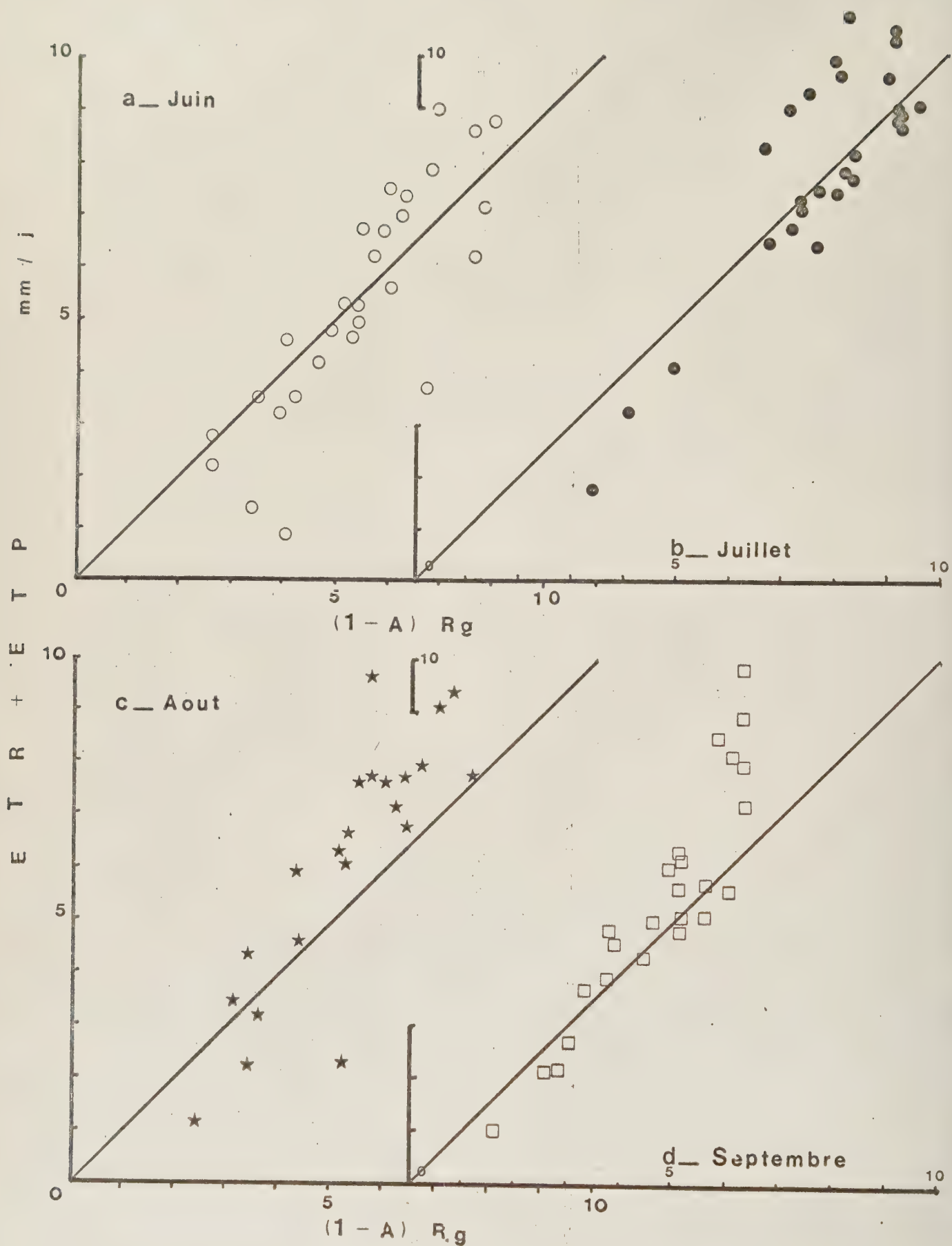


Fig. II-2.11 - Valeurs journalières mois par mois en 1971.

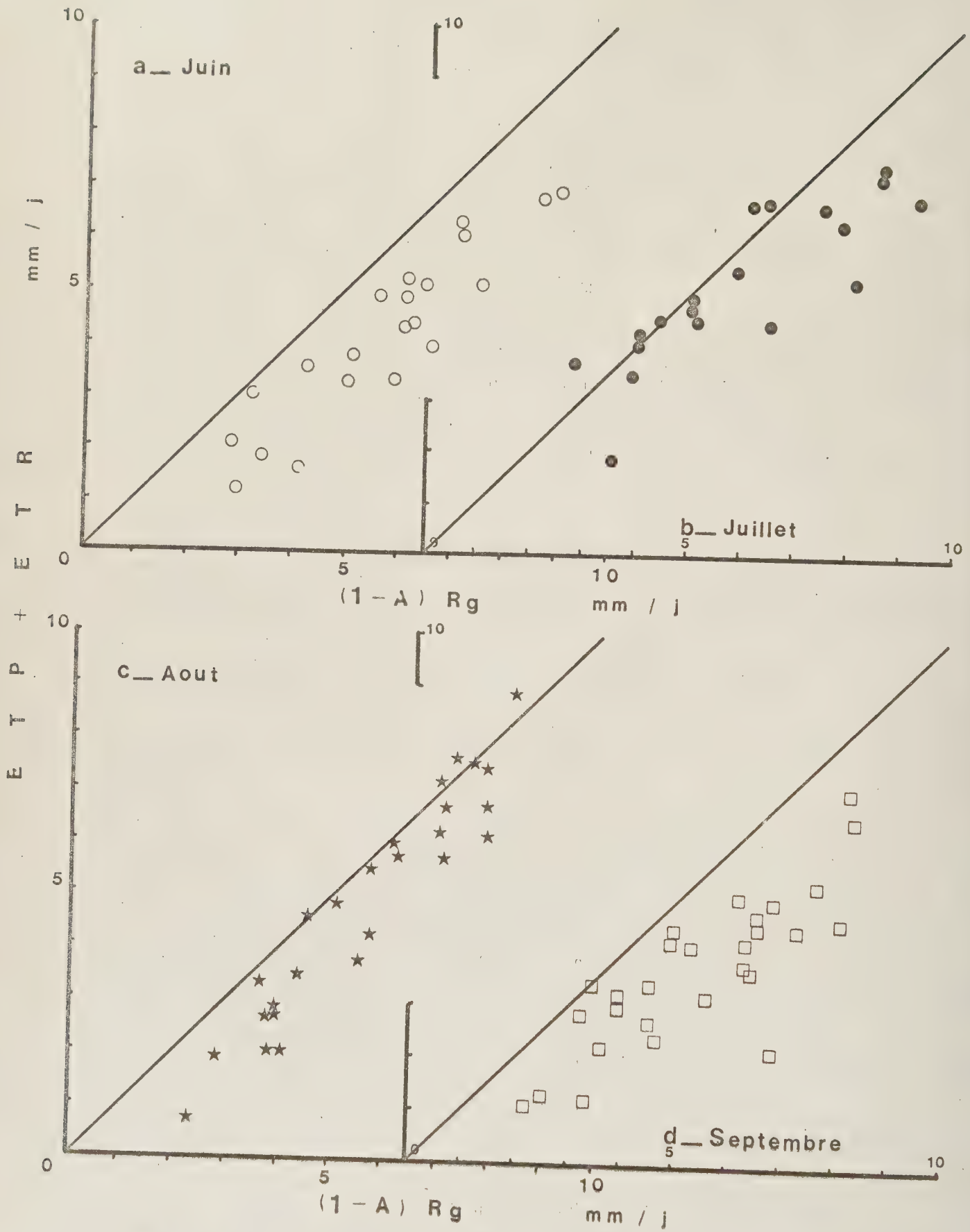


Fig. II-2.12 - Valeurs journalières, mois par mois, pour 1972.

ultérieurement déterminées. Ce qui frappe en premier sur ces graphiques, c'est la dispersion relativement faible des points autour d'une droite moyenne. Toutefois, tel que noté précédemment, la dispersion est généralement plus grande en Juin et Juillet qu'en Août et Septembre. En revanche, ces "droites moyennes" ont, surtout en Août, des pentes très différentes de l'unité et ne passent pas par l'origine.

Cette analyse qualitative de la relation entre $(ETR+ETP)$ et $(1-a)R_g$ implique donc que si en moyenne la relation initiale de BOUCHET semble parfaitement applicable, il y a lieu de rechercher pourquoi pour une année donnée la plupart des points se retrouvent au-dessus ou au-dessous de la droite $ETR + ETP = (1-a)R_g$ et pourquoi au cours d'une même année, la pente des "droites moyennes" mensuelles varie, augmentant de Juin à Août et diminuant par la suite. Il est fort probable que la connaissance plus précise des quantités d'énergie fournies ou absorbées par la succession des masses d'air pourra, sinon tout expliquer, du moins apporter des corrections qui permettront l'application de la relation de BOUCHET en toutes circonstances avec une précision acceptable par rapport aux autres méthodes de mesure ou de calcul d'ETR.

2.2.3- ETUDE DES CORRELATIONS SIMPLES ENTRE $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$.

Les corrélations simples présentées au tableau II-2.6 confirment et précisent les observations qualitatives effectuées précédemment.

En effet, les corrélations 1, 2 et 10, correspondant respectivement à des pas de temps de 9, 3 et 1 jour, donnent lieu à des ordonnées à l'origine très près de zéro. Quant aux pentes, elles ne sont pas significativement différentes de 1, si l'on considère un intervalle de confiance de 95 %. De même, pour un intervalle de confiance identique (fig. II-2.13) les coefficients de corrélation ne sont pas significativement différents l'un de l'autre. Il ne semble donc pas possible de préciser que la part de la variance expliquée augmente ou diminue avec le pas de temps. Dans les trois cas, le pourcentage de variance expliquée se maintient légèrement en-dessous de 70 %. Considérant que les erreurs de mesures comptent pour au moins 10 ou 15 % de la variance totale, il resterait à expliquer environ 15 % de cette variance. C'est relativement faible, puisque ces corrélations ne tiennent pas compte du terme d'énergie advective $Q_{4.5}$ de BOUCHET et que de plus ce dernier considérant sa relation plutôt comme une inéquation qu'une équation. Il semble donc que pour les mois étudiés (Juin à Septembre) l'énergie d'origine advective de grande échelle ait une

Tableau II-2.6
Corrélations simples entre (ETR+ETP) et $(1-a)R_g$

N°	Description	Fig. n° II	Pas j	N	$\bar{x}$	x	$\bar{y}$	y	r	a_0	a_1	Interv. conf ce à 95 %	
					mm/j	mm/j	mm/j	mm/j		mm/j		a_{1i}	a_{1s}
1	Années 1969-71-72	2.5	9	32	5.39	1.34	5.55	1.63	.80	.29	0.98	0.76	1.20
2	" 1969-71-72	2.6	3	103	5.39	1.59	5.55	1.97	.83	.04	1.02	0.91	1.11
3	" 1969	2.6	3	35	4.97	1.69	5.76	2.20	.88	.05	1.15	0.98	1.32
4	" 1971	2.6	3	36	5.81	1.50	6.17	1.91	.87	-.28	1.11	0.94	1.28
5	" 1972	2.6	3	32	5.37	1.45	4.63	1.35	.88	.22	0.82	0.64	1.00
6	Juin 1969-71-72	2.7	3	23	5.77	1.11	5.30	1.47	.80	-.79	1.06	0.79	1.33
7	Juillet 1969-71-72	2.7	3	26	6.69	1.53	6.90	1.96	.79	.13	1.01	0.75	1.27
8	Août 1969-71-72	2.7	3	26	5.17	1.23	5.78	1.84	.75	-.06	1.13	0.85	1.41
9	Sept. 1969-71-72	2.7	3	28	4.09	1.15	4.29	1.56	.86	-.44	1.16	0.95	1.37
10	Années 1969-71-72	2.8	1	319	5.39	1.93	5.54	2.46	.83	-.14	1.05	0.99	1.11
11	Année 1969	2.8	1	109	4.97	2.03	5.75	2.67	.86	.12	1.14	1.04	1.22
12	Année 1971	2.8	1	111	5.81	1.79	6.15	2.43	.85	-.55	1.15	1.05	1.22
13	Année 1972	2.8	1	99	5.37	1.89	4.62	1.93	.89	-.28	0.91	0.82	1.00
14	Juin 1969-71-72	2.9	1	72	5.77	1.72	5.32	2.25	.83	-.95	1.09	0.96	1.22
15	Juillet 1969-71-72	2.9	1	81	6.63	1.96	6.90	2.54	.80	-.05	1.05	0.92	1.11
16	Août 1969-71-72	2.9	1	80	5.22	1.62	5.72	2.37	.78	-.24	1.14	1.00	1.22
17	Sept. 1969-71-72	2.9	1	86	4.08	1.44	4.27	1.84	.83	-.04	1.06	0.94	1.11
18	Juin 1969	2.10	1	22	6.33	1.87	6.45	2.31	.88	-.44	1.09	0.87	1.33
19	Juillet 1969	2.10	1	29	6.00	1.92	7.02	2.91	.79	-.21	1.20	0.96	1.41
20	Août 1969	2.10	1	28	4.57	1.49	5.97	2.44	.93	-.94	1.52	1.37	1.66
21	Sept. 1969	2.10	1	30	3.35	1.25	3.83	1.57	.88	.12	1.11	0.92	1.33
22	Juin 1971	2.11	1	30	5.38	1.46	5.25	2.15	.84	-1.43	1.24	1.03	1.41
23	Juillet 1971	2.11	1	28	7.64	1.48	7.90	2.09	.86	-1.35	1.21	1.00	1.41
24	Août 1971	2.11	1	25	5.39	1.38	6.26	2.37	.84	-1.46	1.43	1.19	1.66
25	Sept. 1971	2.11	1	28	4.81	1.33	5.26	2.08	.79	-.67	1.23	0.98	1.41
26	Juin 1972	2.12	1	20	5.76	1.74	4.20	1.66	.92	-.85	0.88	0.69	1.00
27	Juillet 1972	2.12	1	24	6.21	2.02	5.58	1.97	.86	.34	0.84	0.61	1.00
28	Août 1972	2.12	1	27	5.63	1.69	4.96	2.07	.95	-1.56	1.16	1.03	1.22
29	Sept. 1972	2.12	1	28	4.13	1.37	3.77	1.42	.88	-.03	0.92	0.73	1.11

Légende :

- x : $(1-a) R_g$
 y : ETR + ETP
 N : nombre de points
 r : coefficient de corrélation
 a_0 : ordonnée à l'origine
 a_1 : pente de la régression
 i : limite inférieure de l'intervalle de confiance.
 s : limite supérieure de l'intervalle de confiance.

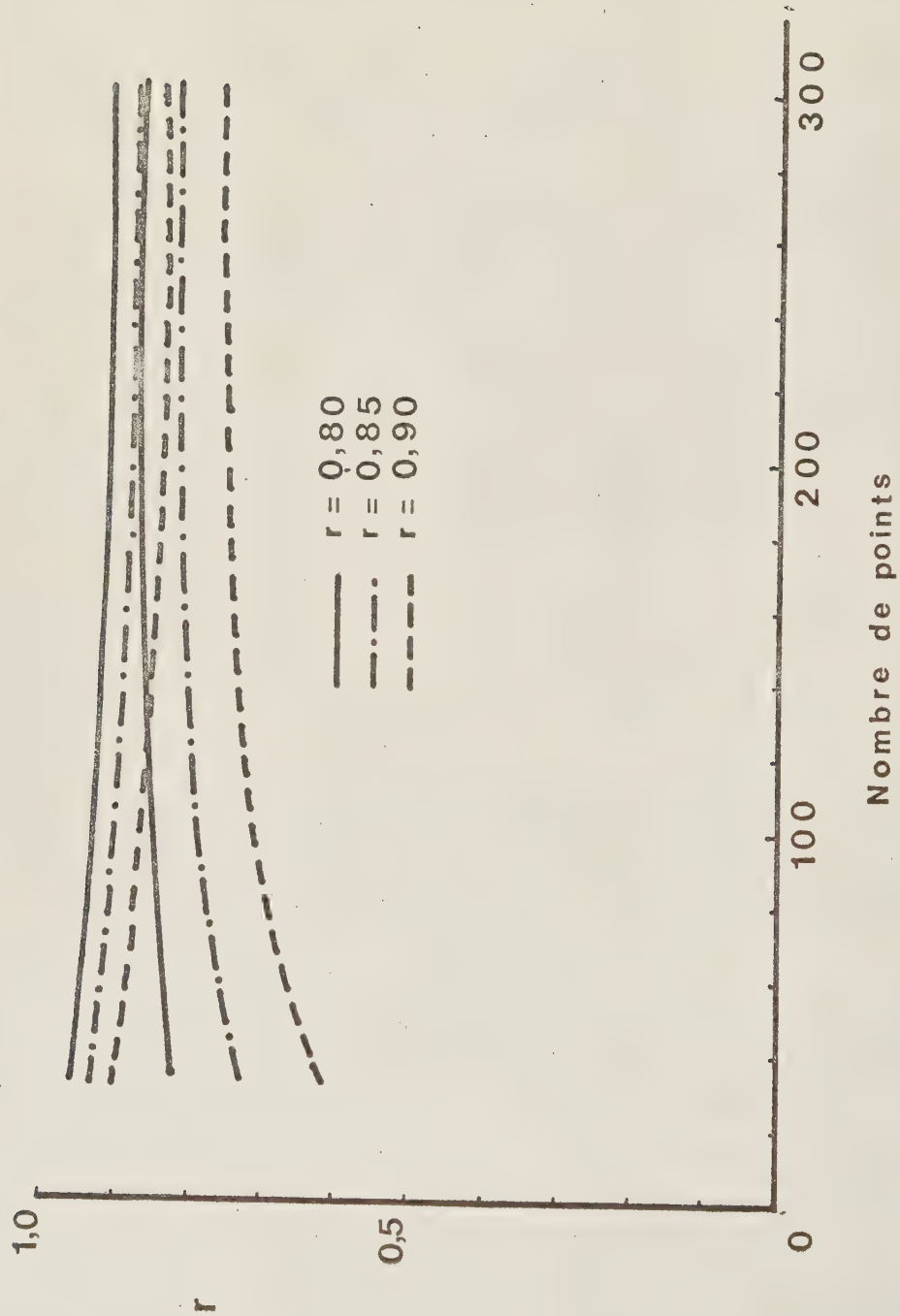


Fig. II-2.13 - Intervalles de confiance à 95 % des coefficients de
corrélation r

importance secondaire par rapport à l'énergie solaire. C'est d'ailleurs ce que pensent PRIESTLEY et TAYLOR (1972). D'autre part, la possibilité de déterminer la valeur de $Q_{4.5}$ à chaque pas de temps devrait permettre d'augmenter la part de la variance expliquée à 80 ou 85 %, ce qui pourrait être considéré comme satisfaisant.

Les corrélations 1, 2 et 10 permettent donc d'affirmer qu'en moyenne la relation de BOUCHET est valable et explique environ 70 % de la variance totale, en supposant $Q_{4.5}$ nul.

Dans le but d'améliorer la précision de la relation, il importe donc de savoir comment l'advection se manifeste sur des échantillons plus restreints. Ceci fait, des solutions pourront être proposées.

La comparaison des corrélations correspondant aux fig. II-2.6 et II-2.7 suggère une corrélation plus élevée entre les valeurs provenant des mois de Juin à Septembre d'une même année qu'entre les valeurs d'un même mois quelle que soit l'année. Ainsi la corrélation n° 3 (Année 1969) a un coefficient de 0,88 tandis que la 6ème n'a que 0,80.

Compte tenu des intervalles de confiance sur les coefficients de corrélation, il semble donc que l'utilisation de mois moyens n'augmente pas la variance expliquée. Par contre, celle-ci passe de moins de 0,70 à environ 0,77 lorsque les données sont corrélées année par année.

L'influence moyenne de l'advection (terme $Q_{4.5}$) pourrait donc se traduire en première approximation par une variation de la pente annuelle. Il est à noter toutefois que pour chacune des années utilisées, la pente n'est pas significativement différente de 1.

Calculées à partir de données journalières, les corrélations 11 à 17 conduisent aux mêmes conclusions. A ce pas de temps, les pentes des années 1969 et 1971 semblent significativement différentes de l'unité, de peu, cependant.

Si enfin, les données sont analysées mois par mois, diminuant malheureusement la précision des résultats, d'autres remarques intéressantes peuvent être ajoutées. Les intervalles de confiance ne permettent pas d'affirmer qu'il existe des variations de pente, sauf dans le cas du mois d'Août, mois pour lequel la pente de l'échantillon est toujours plus forte que celle des autres mois. Effectivement (fig. II-2.14) les pentes

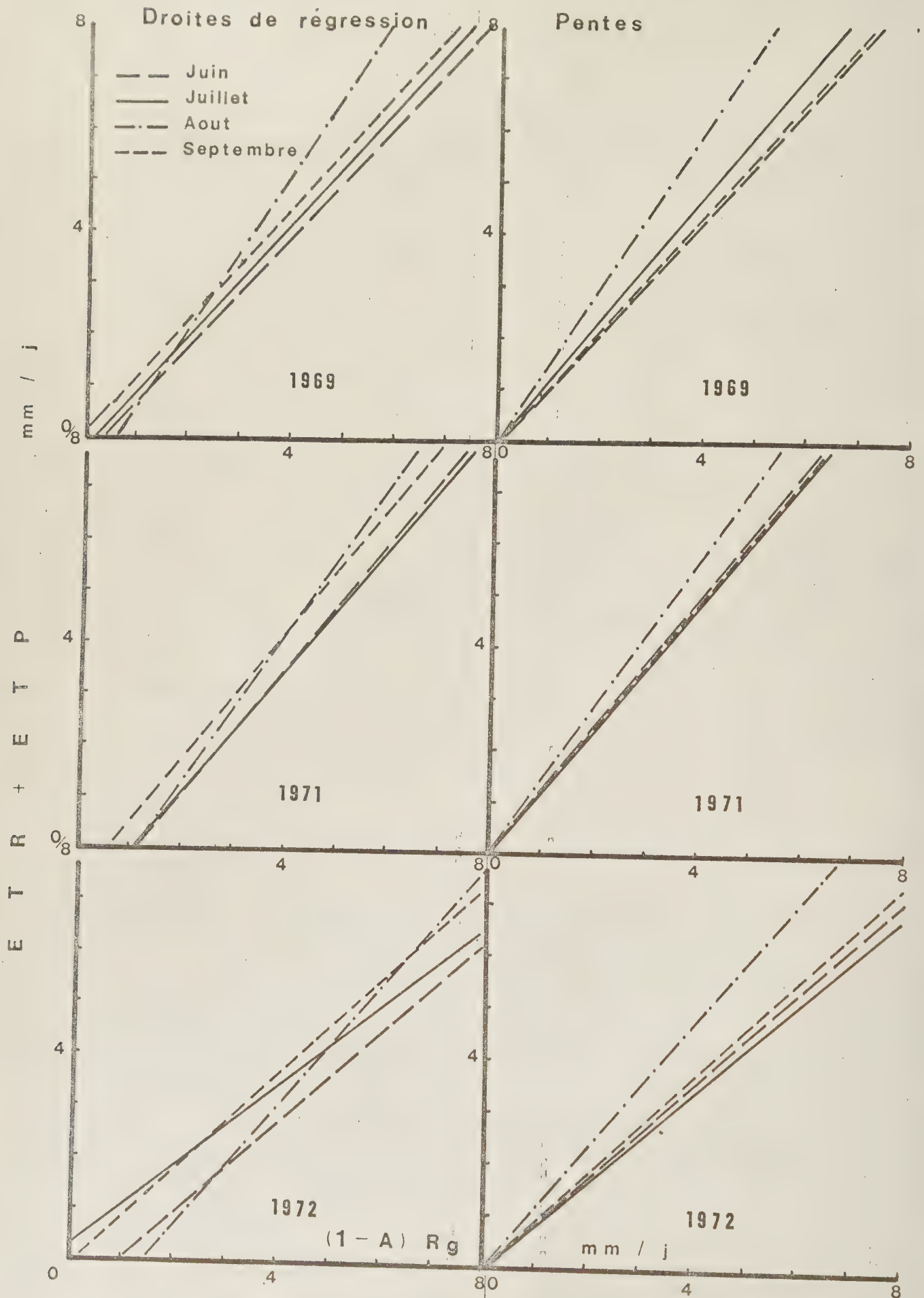


Fig. II-2.14 - Droites de régression et pentes des corrélations entre $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$.

des mois de Juin, Juillet et Septembre sont sensiblement identiques, mais à chaque année la pente du mois d'Août est nettement plus forte. Elle aurait donc tendance à augmenter de Juin à Août, puis à diminuer.

De plus, les coefficients de corrélations relativement élevés, 0,93 en Août 1969 et même 0,95 en Août 1972, rappellent que pour un mois donné, les points se groupent de façon surprenante à première vue autour de la droite de corrélation. L'advection ne serait donc pas un phénomène aléatoire journalier, mais plutôt un phénomène à mémoire ou par vagues, suivant en cela d'ailleurs les conditions météorologiques, ce qui est normal, étant donné l'échelle du terme $Q_{4.5}$ (apports d'énergie cyclonique et planétaire). Il y aurait donc des mois où le "système" recevrait en moyenne de l'énergie des masses d'air et d'autres où il devrait en donner. Un été peut, par exemple être chaud et sec ou frais et humide. Un mois d'une année donné n'est en effet jamais identique au même mois de l'année précédente ou suivante. Par contre, les phénomènes énergétiques planétaires ou hémisphériques, peuvent influencer les saisons entières et par conséquent des périodes s'étendant sur un ou plusieurs mois, d'où une corrélation relativement forte entre les données dans ces cas.

2.2.4- SOLUTIONS DE TYPE : $(ETR + ETP) = C_m (1-a)R_g + q_m + A_j$

La façon la plus simple de relier avec un minimum de précision $(ETR + ETP)$ à $(1-a)R_g$ est suggérée par les corrélations n° 3, 4 et 5 du tableau II-2.6. Compte tenu, encore une fois des intervalles de confiance, il a été précisé précédemment que le regroupement des données par années semblait améliorer les résultats par rapport à la corrélation établie sur l'ensemble des données.

Dans ce cas, l'évaluation de l'advection journalière A_j n'est pas prise en compte. L'équation s'écrit :

$$ETR + ETP = C_A (1-a) R_g + q_A \quad \text{éq. II-2.2}$$

La pente moyenne annuelle est C_A et l'ordonnée à l'origine moyenne annuelle q_A .

Une telle équation ne peut être appliquée cependant aux données qu'une fois l'année complétée. De plus, elle nécessite la détermination préalable de C_A et q_A , ce qui suppose une "pé-

riode de calage" permettant de déterminer leur mode de variation en fonction de paramètres météorologiques.

Il est bien évident que trois années de mesures et donc trois valeurs de C_A et q_A ne peuvent être reliées de façon sûre à des paramètres météorologiques.

En outre, une telle forme d'équation, bien que les premiers résultats n'indiquent pas des pentes vraiment différentes de l'unité, impliqueront une révision de la théorie de BOUCHET, ce qui devrait éventuellement demander une explication physique et non plus statistique de la variation de la pente.

La précision serait encore augmentée si plutôt d'utiliser l'ensemble des mois d'une même année, le calcul se faisait mois par mois, L'équation II-2.2. deviendrait :

$$ETR + ETP = C_m (1-a) R_g + q_m \quad \text{éq. II-2.2}$$

Comme précédemment, le terme A_j n'est pas évalué et C_m est la pente moyenne mensuelle de la relation tandis que q_m est l'ordonnée à l'origine.

Les mêmes problèmes que précédemment se posent pour la connaissance du mode de variation de C_m et q_m .

Cette manière de corriger la relation de BOUCHET de façon à tenir compte de l'advection ne peut être retenue qu'en tant qu'explication statistique temporaire. En effet, puisque les pentes moyennes et les ordonnées à l'origine ne sont jamais les mêmes, d'échantillon en échantillon, et que beaucoup d'entr'elles ne sont pas significativement différentes les unes des autres, il y a lieu de recueillir d'autres données afin de poursuivre les recherches dans cette voie, si d'autres solutions ne s'avèrent pas plus justes et précises physiquement. Il reste toutefois que ce genre de solution ne peut s'appliquer qu'une fois les caractéristiques moyennes connues et est très probablement par trop lié à une station de sorte qu'un nouveau calage statistique pourrait s'avérer nécessaire pour chaque station, ce qui n'est pas le but recherché.

Les solutions décrites plus haut ne demandent pas vraiment la connaissance de ce qu'est l'advection, aussi la définition de ce phénomène inclus dans l'équation générale du bilan d'énergie n'a pas été rappelée jusqu'ici. On pourrait le définir comme un échange horizontal d'énergie provenant de l'inho-

mogénéité spatiale de la température et de l'humidité. Les transferts d'énergie s'effectuent dans ce cas sous forme de chaleur sensible ou latente.

Plutôt que de tenter d'améliorer la relation entre (ETR + ETP) et $(1-a)R_g$, tel que précédemment, en diminuant la dimension de l'échantillon, une solution plus intéressante serait d'essayer des corrélations multiples. Aux variables initiales il y aurait donc lieu d'ajouter des variables représentatives de la chaleur sensible et de la chaleur latente. A l'échelle de la masse d'air, la température maximale journalière est à retenir. L'humidité relative minimale a servi, temporairement à quelques études. Ainsi une évaluation du terme A_j jusqu'ici négligée, pourrait être envisagée.

Tableau II-2.7

Corrélations multiples pour un pas de temps de 3 jours :

$$(ETR + ETP) = a_0 + a_1 (1-a)R_g + a_2 T_{MAX}$$

Période	r_{12}	r_{13}	r_{23}	$R_{1.23}$	r_{12}^2	$R_{1.23}^2$	a_0	a_1	a_2
Juin 1969-71-72	0,80	0,59	0,49	0,83	0,64	0,69	-6,7	0,88	0,40
Juill. 1969-71-72	0,79	0,79	0,45	0,92	0,62	0,85	-9,6	0,69	0,69
Août 1969-71-72	0,75	0,84	0,61	0,88	0,56	0,78	-13,5	0,57	1,1
Sept. 1969-71-72	0,86	0,65	0,51	0,90	0,74	0,80	-7,3	0,97	0,43

Légende :

r_{12} : coefficient de corrélation entre (ETR+ETP) et $(1-a)R_g$

r_{13} : " " " " " " T_{MAX}

r_{23} : " " " " " T_{MAX} et $(1-a)R_g$

$R_{1.23}$: " " " multiple

r_{12}^2 : pourcentage de variance expliqué par la corrélation initiale entre (ETR+ETP) et $(1-a)R_g$

$R_{1.23}^2$: pourcentage de variance expliqué après l'addition de la température maximale T_{MAX}

Le Tableau II-2.7 groupe les résultats de corrélations multiples entre ETR + ETP, $(1-a)R_g$ et T_{MAX} . Les résultats sont

assez encourageants, quoique les corrélations multiples ne résolvent pas tous les problèmes. La part de la variance expliquée augmente de façon très appréciable, sauf en Juin. Avec l'apport T_{MAX} , elle est pour 3 mois "moyens" sur 4 d'environ 0,80. Compte tenu des erreurs de mesure et des problèmes de représentativité des évapotranspiromètres, cette valeur est très probablement relativement près du maximum possible. C'est donc dire qu'une part appréciable des écarts entre $ETR + ETP$ et $(1-a)R_g$ est due à l'advection de chaleur sensible.

Avec des coefficients de corrélation pour les mois "moyens" entre l'humidité relative minimale et $(1-a)R_g$ de -0,81, -0,74, -0,73, -0,68, l'humidité, tout au moins lorsqu'elle est représentée par l'humidité relative minimale est beaucoup trop corrélée avec la radiation globale R_g pour que son apport soit vraiment significatif. Aussi, elle n'a pas été retenue, d'autant plus que l'apport de T_{MAX} semblait pratiquement satisfaisant.

L'équation résultant de ces corrélations est la suivante :

$$ETR + ETP = C_m (1-a)R_g + q_m + A_j \quad \text{éq. II-2.3}$$

$$\text{où : } C_m = a_1$$

$$q_m = a_0$$

$$A_j = a_2 T_{MAXj}$$

Si la part de variance expliquée est satisfaisante, il reste que la pente C_m n'est plus nécessairement égale à 1. Sans être aussi forte que dans le cas de l'humidité relative minimale, la corrélation entre T_{MAX} et $(1-a)R_g$ implique une modification de la valeur initiale de a_1 . Ainsi une valeur de a_1 égale à 1 serait tout à fait fortuite.

L'utilisation du type de relation entre $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$ discuté dans cette section implique donc des modifications à la relation proposée par BOUCHET, modifications qui ne sont pour l'instant que basées sur des corrélations. D'autre part, la précision en statistiques augmentant avec la dimension des échantillons, d'autres données seraient appréciées sinon nécessaires afin d'établir soit des coefficients moyens, soit des coefficients variables dont on puisse connaître le mode de variation.

2.2.5- SOLUTIONS DE TYPE : $ETR + ETP = (1-a)R_g + A_j$

Les solutions proposées jusqu'ici impliquaient des modifications à la théorie de BOUCHET qui, tout en étant plausibles reposaient sur l'analyse d'un nombre trop restreint de données.

D'autre part, le fait que les pentes résultant de corrélations effectuées sur l'ensemble des données n'étaient pas significativement différentes de l'unité laissait supposer qu'en moyenne la relation de BOUCHET pouvait s'appliquer telle quelle, à condition que l'on puisse expliquer les écarts. Les corrélations étudiées aux sections 2.2.3 et 2.2.4 ouvraient la voie à une telle explication. Elles ont permis de penser que ces écarts étaient causés par des phénomènes d'advection et que de plus, ces phénomènes étaient autocorrélés, se produisant très probablement par cycle.

Il était par conséquent logique d'analyser les écarts entre $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$ afin de connaître leur comportement et de tenter de les relier à des variables météorologiques.

Afin de vérifier si ces écarts pouvaient être corrélés de façon satisfaisante à la température maximale et à l'humidité relative, une série de corrélations a été réalisée. Le tableau II-2.8 confirme la possibilité de relier les écarts à la température maximale journalière. Les coefficients de corrélation ne sont pas très élevés, mais il ne faut pas oublier qu'une partie non négligeable des écarts est due aux erreurs de mesure. L'humidité relative minimale semble beaucoup moins explicative des écarts. Si les droites de régression déterminées par ces corrélations sont regroupées sur un même graphique (fig. II-2.15) d'autres observations intéressantes peuvent être notées.

Tableau II-2.8

Corrélations entre $(ETR + ETP) - (1-a)R_g$ et T_{MAX} et $H_{rel\ min}$

Mois	T_{MAX} (°C)			$H_{rel\ min}$ (%)		
	r	a_0	a_1	r	a_0	a_1
Juin 69-71-72	0,30	-2,52	0,11	-0,20	0,38	-0,02
Juill. 69-71-72	0,60	-5,67	0,25	-0,22	1,43	-0,23
Août 69-71-72	0,56	-4,80	0,24	-0,47	2,78	-0,05
Sept. 69-71-72	0,47	-2,54	0,14	-0,22	0,99	-0,12

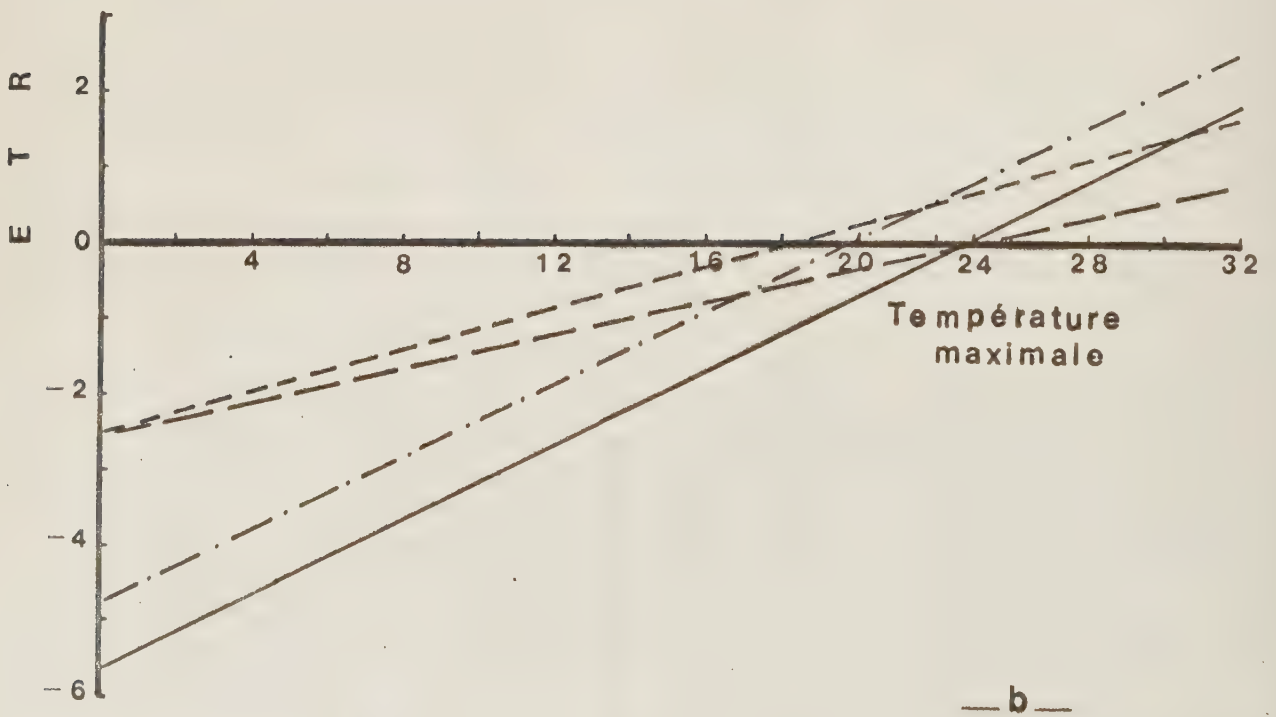
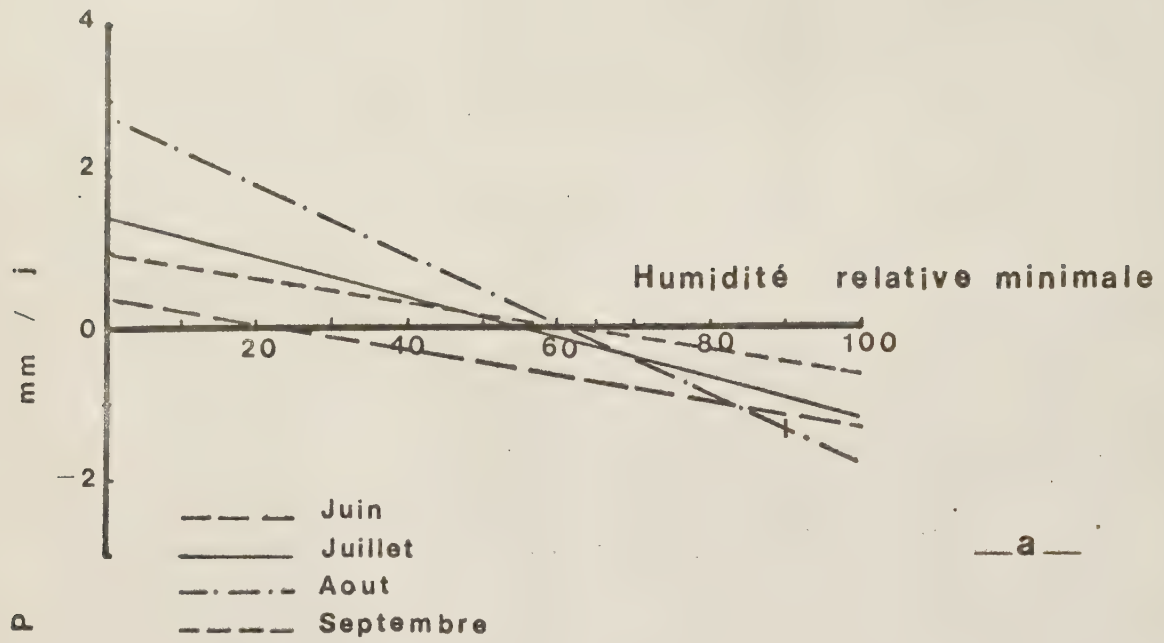


Fig. II-2.15 - Droites de régression correspondant au tableau II-2.8.

Tableau II-2.9

Corrélations entre $(ETR+ETP)-(1-a)R_g$ et $(T_{MAX}-21)$ et $(60-H_{rel\ min})$

Mois	$T_{MAX}-21$ ($^{\circ}C$)			$(60-H_{rel\ min})$ (%)		
	r	a_0	a_1	r	a_0	a_1
Juin 1969	-0,10	0,10	-0,03	0,21	-0,22	0,02
Juill. 1969	0,71	-0,02	0,30	0,36	0,49	0,04
Août 1969	0,81	1,18	0,21	0,78	0,29	0,07
Sept. 1969	0,50	0,57	0,12	0,34	0,39	0,02
Juin 1971	0,60	0,57	0,25	0,43	-0,22	0,05
Juill. 1971	0,63	-0,63	0,25	0,46	-0,70	0,06
Août 1971	0,43	0,46	0,26	0,74	0,09	0,10
Sept. 1971	0,52	0,56	0,25	0,49	-0,21	0,05
Juin 1972	-0,07	-0,44	-0,02	0,01	-1,57	0,00
Juill. 1972	-0,15	-1,39	0,04	-1,3	-0,48	-0,01
Août 1972	0,15	-0,68	0,05	0,39	-0,84	0,02
Sept. 1972	0,53	-0,65	0,20	0,03	-0,39	0,00

Dans le cas de la température maximale, ces droites indiquent la présence d'un seuil mensuel variable. Ainsi en Juin et Juillet, les écarts sont positifs pour des températures supérieures à $22^{\circ}C$ et négatifs si les températures sont inférieures à $22^{\circ}C$. En Août, ce seuil baisse à $19^{\circ}C$, pour atteindre $18^{\circ}C$ en Septembre. Ce seuil ferait donc subir des variations saisonnières. Toutefois, compte tenu des intervalles de confiance reliés à de tels coefficients de corrélation, un seuil moyen de $21^{\circ}C$ a été retenu, pour différentes analyses.

De même, les droites de régression correspondant à l'humidité relative, quoiqu'affectées de coefficients de corrélations plus faibles, dénotent la présence d'un seuil aux environs de 60 %. Cette valeur a été retenue comme valeur moyenne. Par rapport à l'humidité relative, les écarts sont positifs pour des valeurs d'humidité inférieures à 60 % et négatifs dans le cas contraire, ce qui est normal. Plus l'air est sec, plus l'évaporation est favorisée. Inversement, une masse d'air très humide diminue les possibilités d'évaporation.

Enfin d'autres corrélations ont été effectuées mois par mois en fonction de $(T_{MAX}-21)$ et de $(60 - H_{rel\ min})$, utilisant les seuils moyens déterminés précédemment (tableau II-2.9). Excepté en 1972,

où ils sont presque nuls, les divers coefficients de corrélations sont relativement élevés, grimpant jusqu'à 0,81 pour ($T_{MAX} - 21$) et 0,74 pour ($60 - H_{rel\ min}$). Une explication plausible serait que d'autres variables météorologiques, le vent par exemple, auraient des influences variables sur l'advection.

Les corrélations ayant démontré que des liens existaient entre les écarts observés entre ($ETR + ETP$) et $(1-a)R_g$ et T_{MAX} et $H_{rel\ min}$, des graphiques ont été préparés afin d'étudier le mode de variation des écarts par rapport à T_{MAX} et $H_{rel\ min}$.

La figure II-2.16 permet de constater que^{si} chaque valeur journalière des écarts n'est pas toujours très bien corrélée à T_{MAX} ou $H_{rel\ min}$, il n'en demeure pas moins que l'allure générale des différentes courbes est la même. En particulier, l'alternance de périodes d'écarts positifs et négatifs est habituellement bien synchronisée avec les variations de T_{MAX} et même de $H_{rel\ min}$. La température et l'humidité ont donc une incidence directe sur le sens des écarts et c'est une constatation très importante qui démontre que ces écarts sont en grande partie dus à l'advection, représentée par T_{MAX} et $H_{rel\ min}$. Elle fournit une explication au fait que les corrélations mensuelles donnaient lieu, surtout en Août à des pentes différentes de 1. En effet, les phénomènes cycloniques et planétaires dont dépend l'advection déterminée à cette échelle durent plusieurs jours et leur influence moyenne peut être ressentie sur l'ensemble d'un mois, voire d'une saison, comme les corrélations annuelles le laissent entendre.

En 1972, les corrélations (tableau II-2.9) ne sont pas tellement bonnes. L'observation de la fig. II-2.16 pour cette année permet de découvrir deux cas qui sans vraiment présenter de solution suggèrent une explication. Au cours de ces deux périodes les écarts se maintiennent généralement à des valeurs inférieures à 1 mm/jour, c'est-à-dire dans la gamme des écarts permis par les erreurs de mesure, ce qui signifie une influence négligeable ou presque de l'advection. La première qui va du 14 au 26 Juillet 1972 correspond à une vague de chaleur pendant laquelle l'humidité minimale se maintient entre 40 et 60 %. Quant à la seconde qui s'étend du 10 au 30 Septembre 1972, elle se situe pendant une alternance relativement marquée de vagues successives de froid et de chaleur. L'évapotranspiration ne semble pas répondre comme ailleurs à ces vagues de froid ou de chaleur. L'effet de ces vagues pourrait donc être neutralisé par les faibles valeurs prises pendant ces périodes, par un terme multiplicatif.

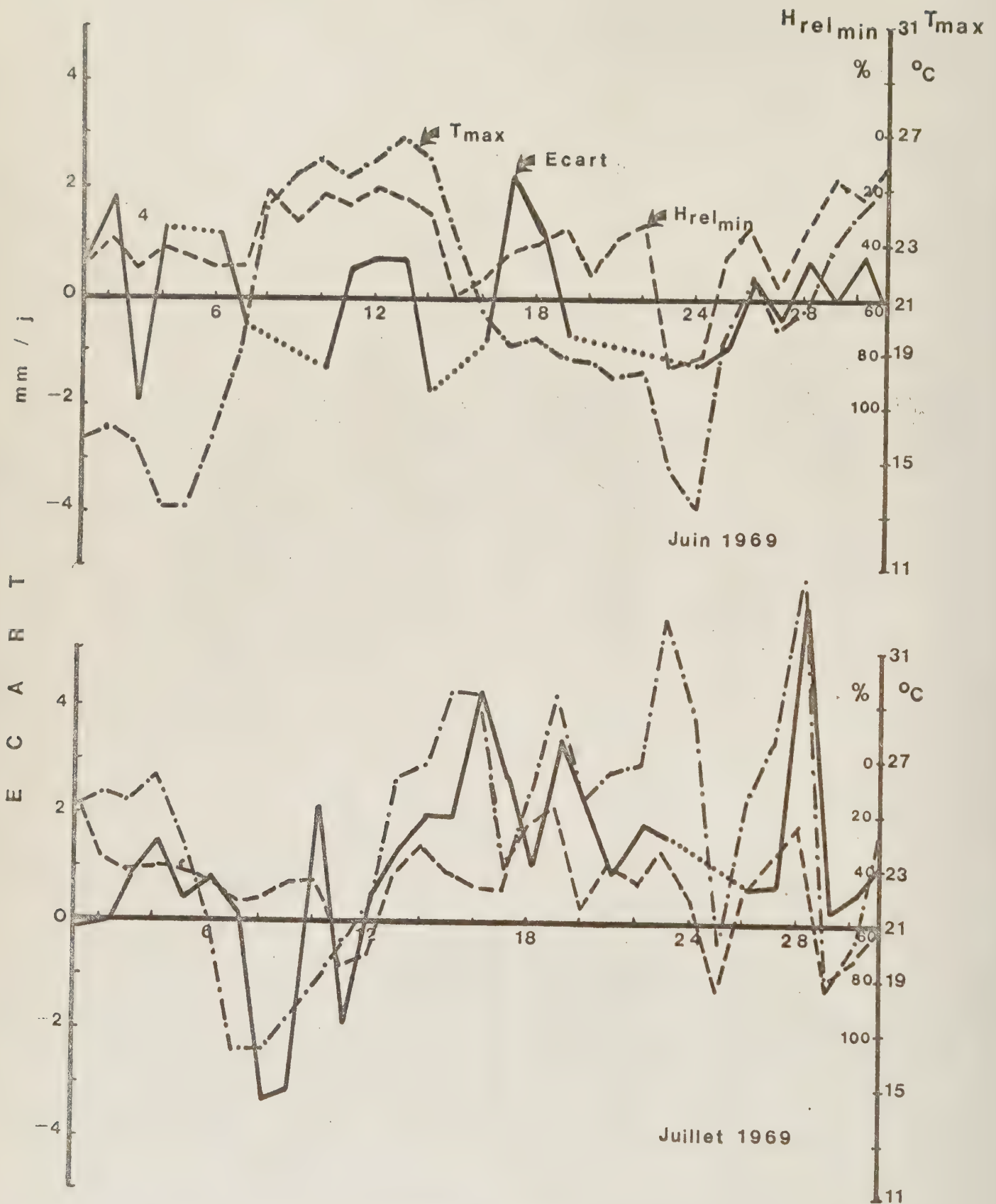


Fig. II-2.16(a) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts $(ETR + ETP) - (1-a)R_g$, $(T_{MAX}-21)$ et $(60 - H_{rel min})$ - Juin et Juillet 1969.

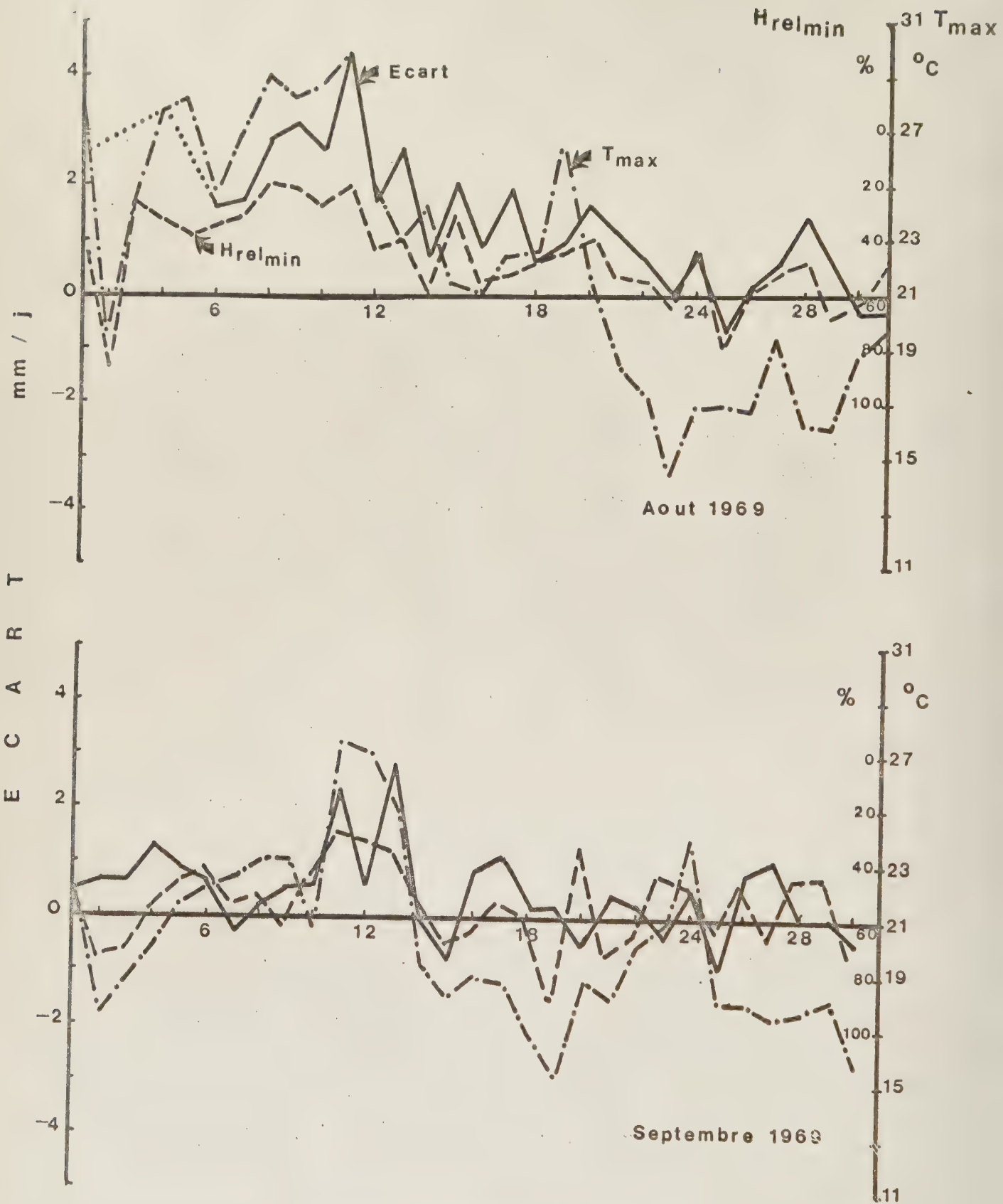


Fig. II-2.16(b) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts $(ETR + ETP) - (1-a)R_g$, $(T_{MAX} - 21)$ et $(60 - H_{rel\ min})$ - Août et Septembre 1969.

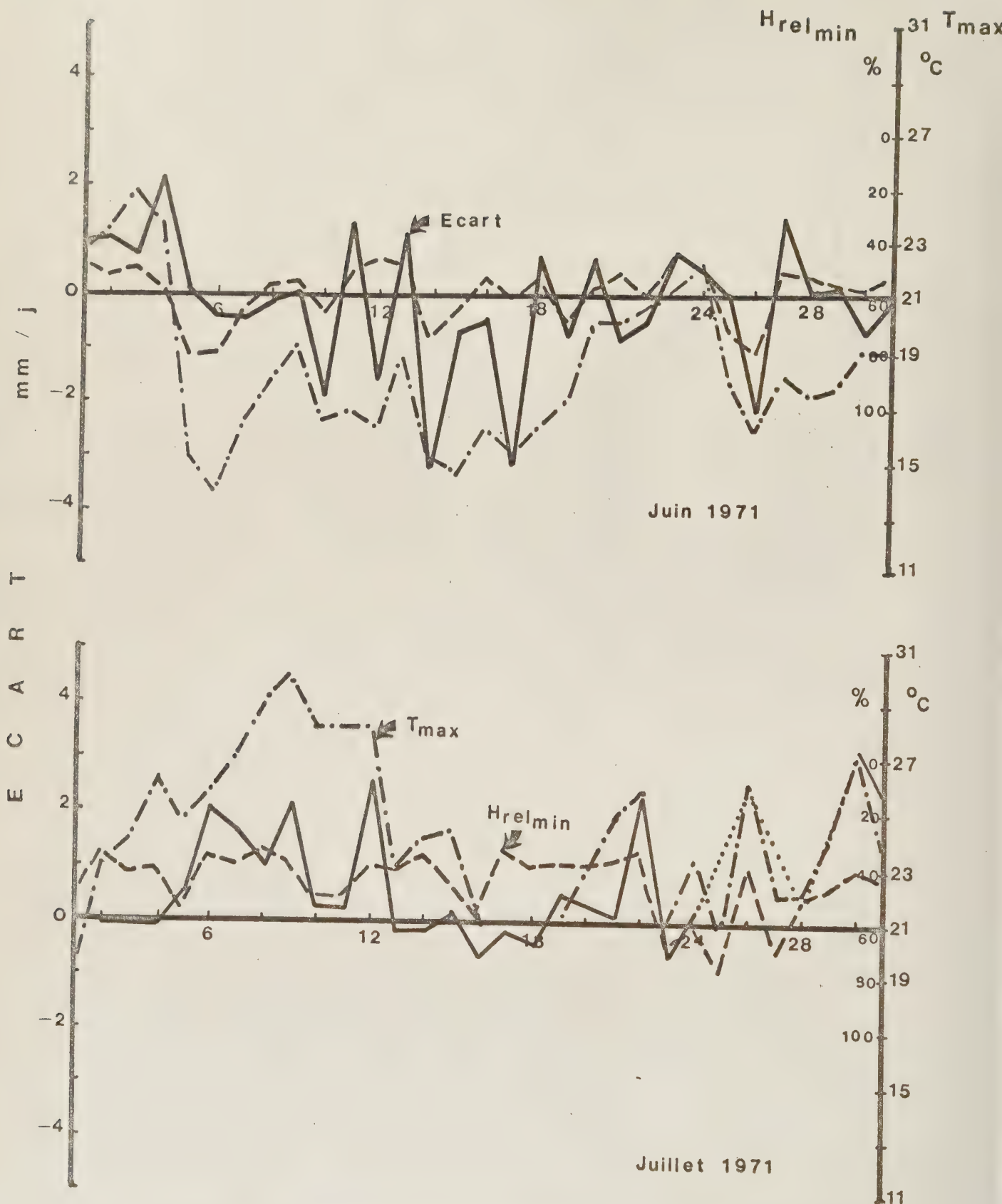


Fig. 1I-2.16(c) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts (ETR + ETP) - $(1-a)R_g$, $(T_{MAX} - 21)$ et $(60 - H_{rel\ min})$ - Juin et Juillet 1971.

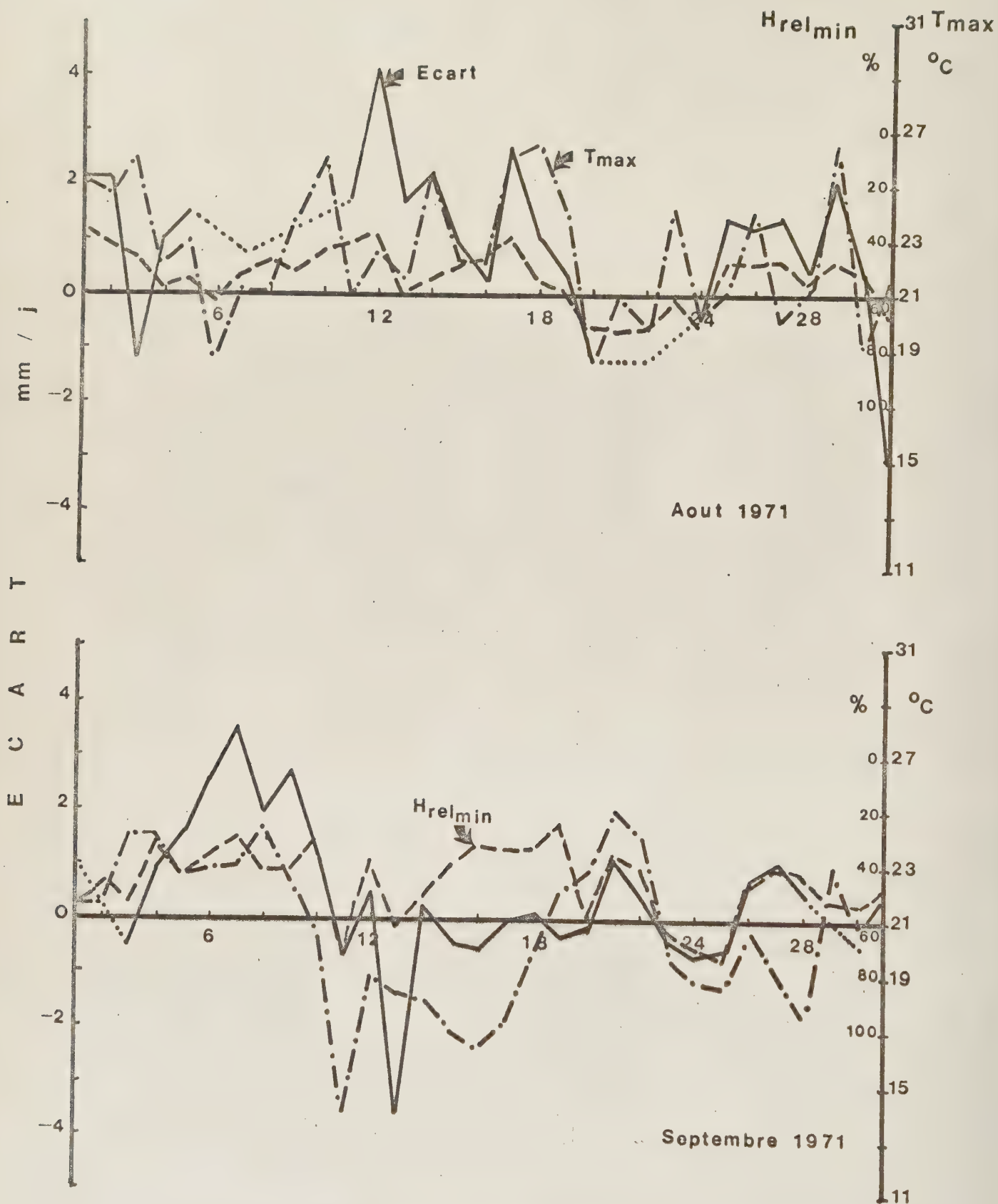


Fig. II-2.16 (d) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts (ETR + ETP) - $(1-a)R_{g1} (T_{MAX}-21)$ et $(60 - H_{rel\ min})$ - Août et Septembre 1971.

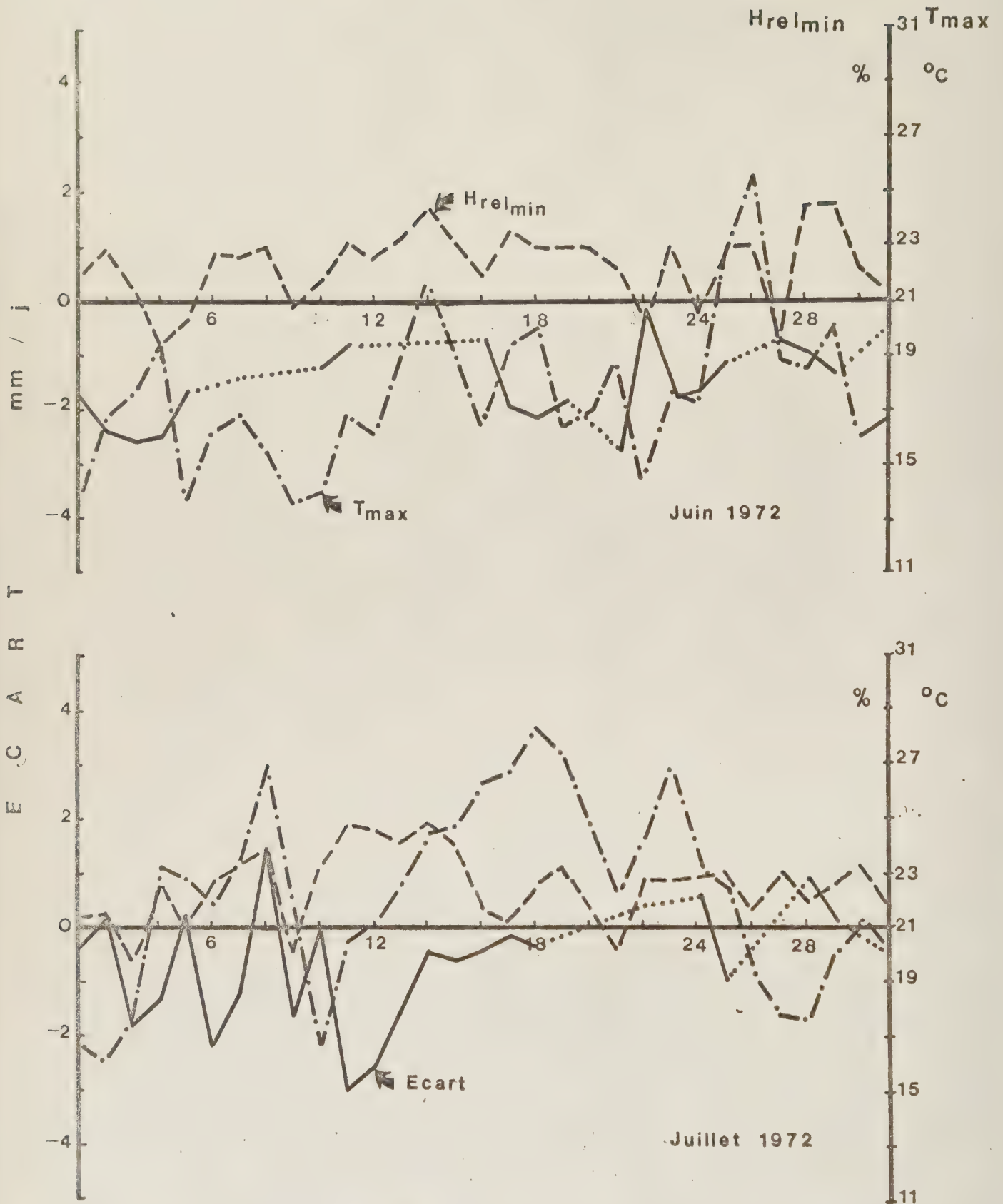


Fig. II-2.16(e) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts $(ETR + ETP) - (1-a)R_g$, $(T_{MAX} - 21)$ et $(60 - H_{rel\ min})$ - Juin et Juillet 1972

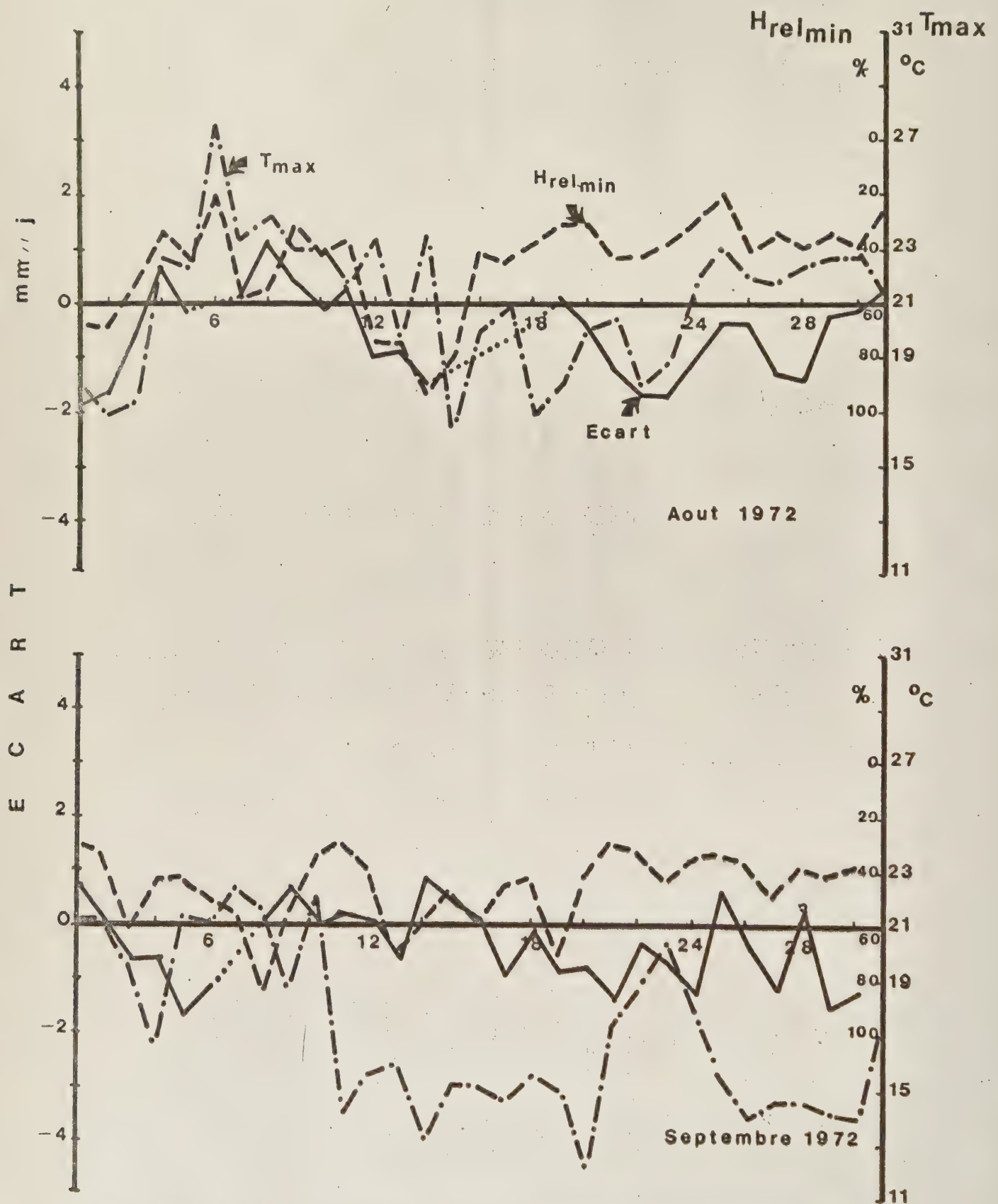


Fig. II-2.16(f) - Comparaison graphique des variations journalières des écarts $(ETR + ETP) - (1-a)R_g$, $(T_{MAX} - 21)$ et $(60 - H_{rel\ min})$ - Août et Septembre 1972.

On pourrait d'autre part voir dans un seuil variable la solution à bien des différences observées sur les graphiques. Le danger est alors de ^{tout} vouloir expliquer par des variations de seuils. Les fig. 2.17 et 2.18 contiennent des exemples où les écarts sont très bien expliqués par les variations de T_{MAX} ou $H_{rel\ min}$ en fonction de seuils variables selon les cas. Il faut demeurer conscient toutefois que de tels exemples risquent de mal expliquer les phénomènes en cause et que l'emploi de seuil variable ne peut être introduit que lorsque des bases physiques peuvent les expliquer convenablement.

La fig. II-2.19 présente pour les trois années étudiées un seuil de température variable défini d'après observation visuelle des écarts et des températures. A titre de comparaison et en vue d'une explication possible, les températures maximales moyennes décadaires et mensuelles ont été tracées sur le même graphique. De plus, comme d'après PRIESTLEY (1965) lors d'une invasion d'une masse d'air au-dessus des continents c'est la réponse thermique du sol qui est importante, la variation décadaire de la température du sol à 50 cm de profondeur a été tracée, mais en ajoutant de 3 à 5°C selon les mois de manière à obtenir des valeurs relativement près du seuil suggéré. La température maximale moyenne décadaire et la température "corrigée" à 50 cm de profondeur suivent approximativement les variations du seuil suggéré. Ces essais ne sont décrits qu'à titre d'indications.

Ce qui est à retenir, c'est que les écarts suivent les variations cycliques de température étant tantôt positifs, tantôt négatifs en fonction des vagues de chaleur ou de froid. Ces dernières peuvent être définies par rapport à un seuil de température variable en fonction des conditions moyennes observées pour la période considérée. La longueur de cette période et sa situation chronologique par rapport à la "vague étudiée" ne peuvent être définies actuellement, pas plus que ce à quoi correspond physiquement ce seuil de température. Il est logique d'imaginer que ce seuil représente l'état du système au moment où une vague de chaleur ou de froid l'envahit. Le problème est donc de déterminer le milieu et le niveau de mesure des données (température ou humidité) ainsi que la période sur laquelle elles doivent être enregistrées.

Il devient donc plausible de supposer que la relation de BOUCHET puisse s'appliquer telle quelle après explicitation de l'advection journalière en fonction de la température, de l'humidité et d'autres variables météorologiques d'importance plus secondaire. Dans ce cas, l'équation pourrait s'écrire :

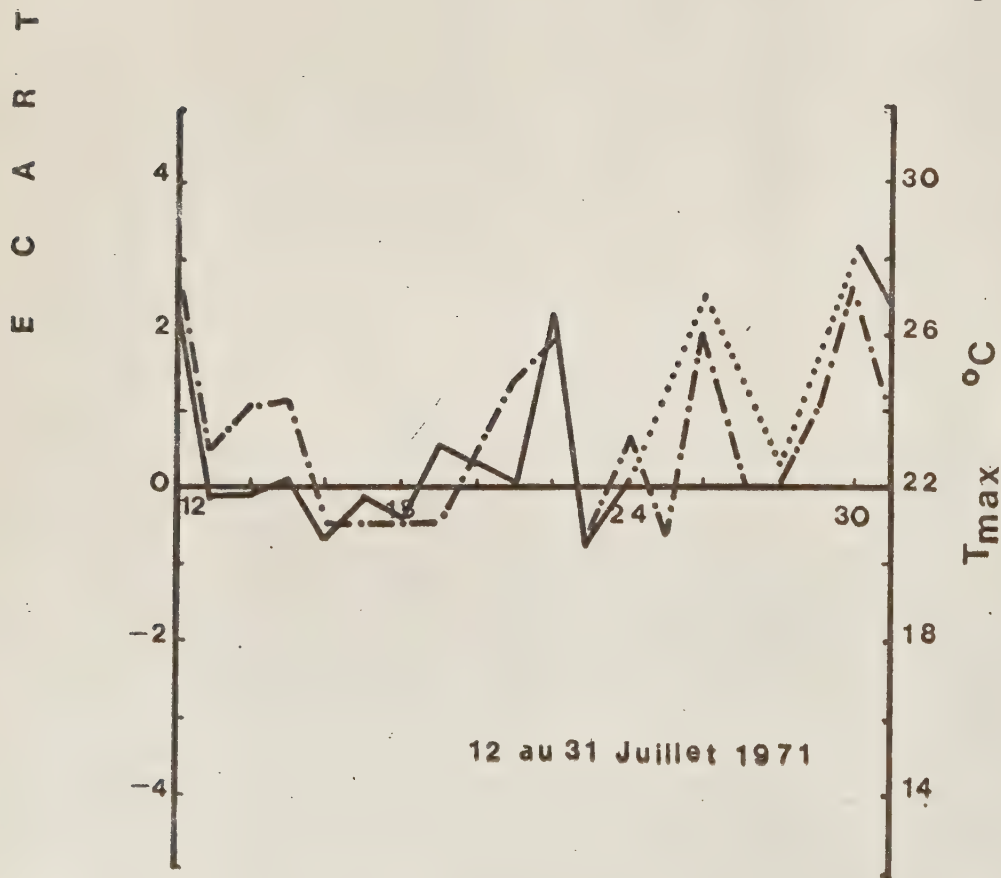
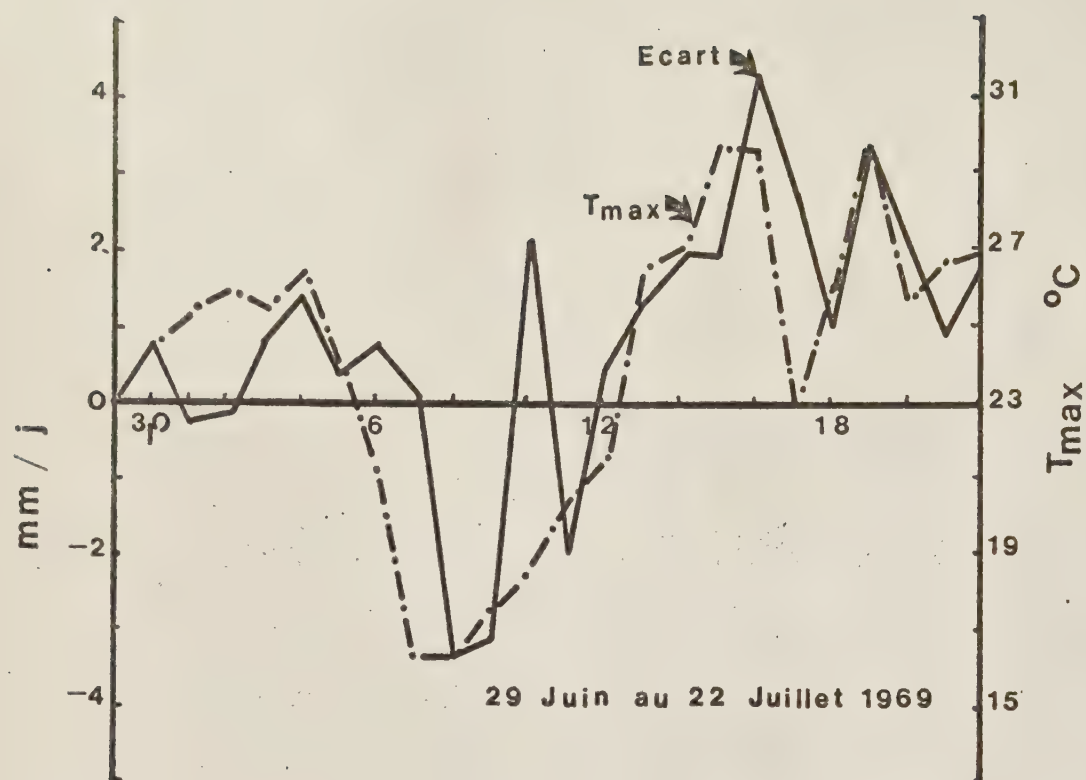
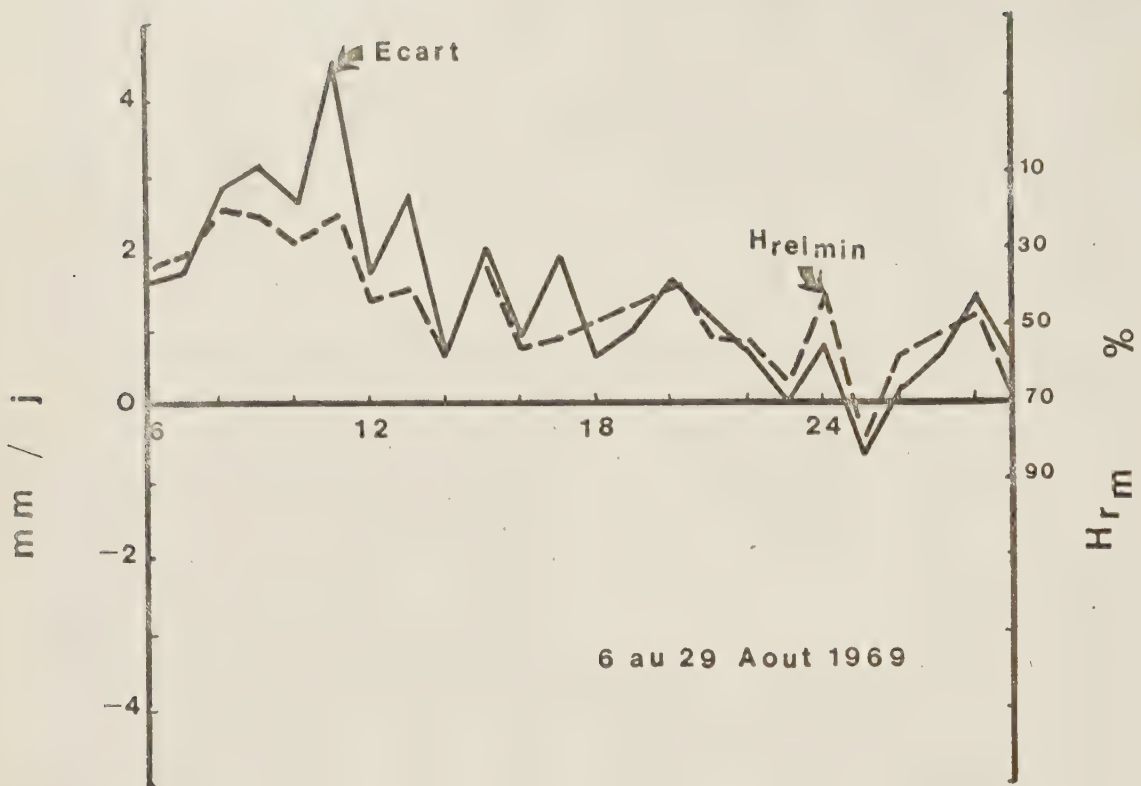


Fig. II-2.17 - Exemples de liens serrés entre les écarts et T_{MAX}



E C A R T

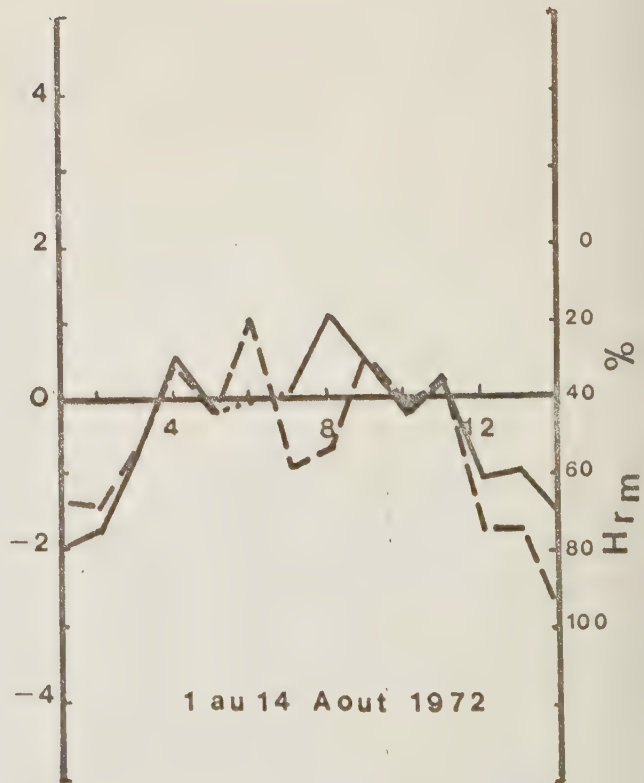
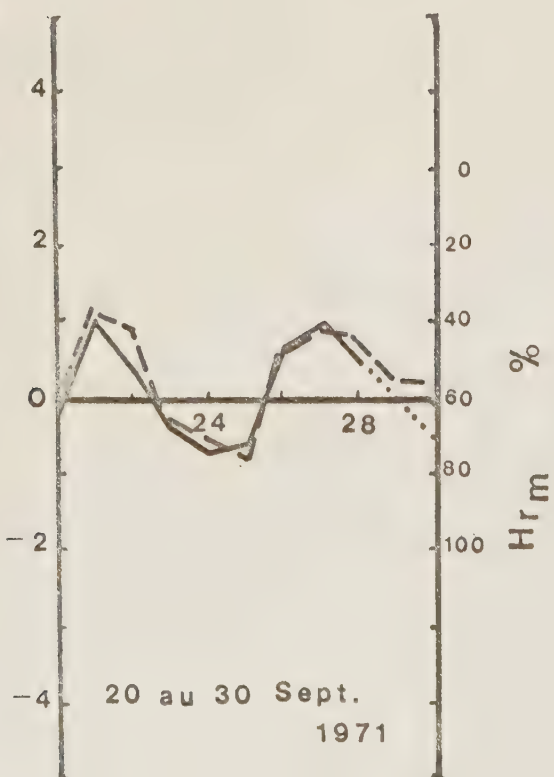


Fig. II-2.18 - Exemples de liens serrés entre les écarts et $H_{rel min}$.

Température maximale
°C

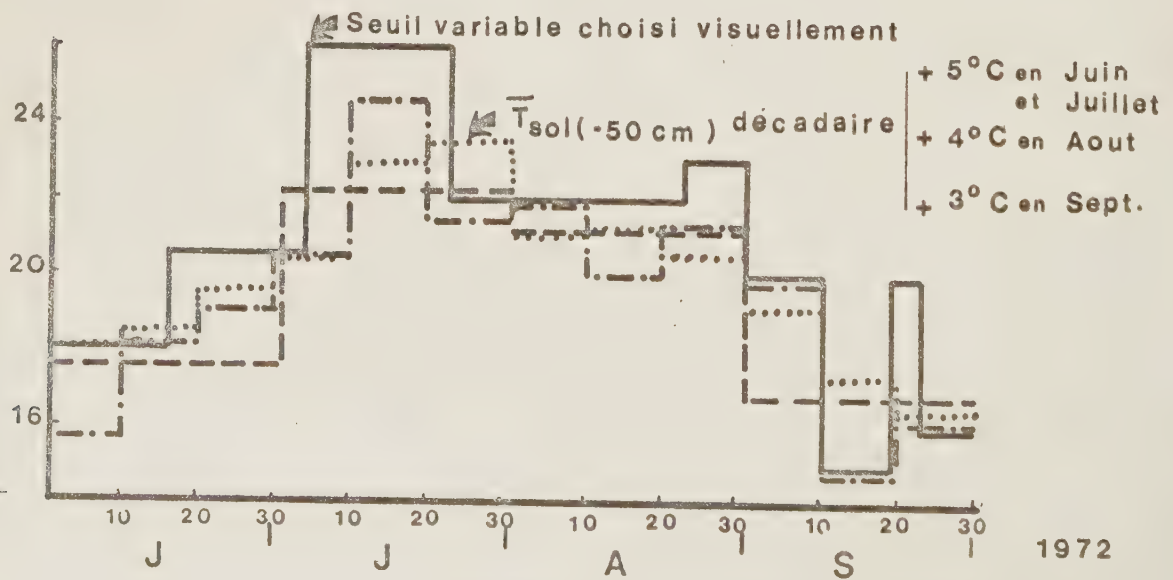
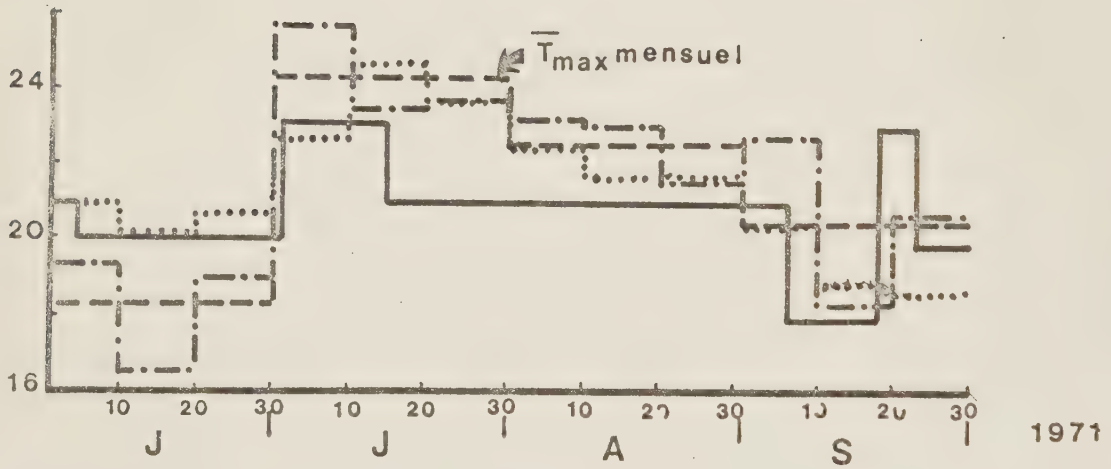
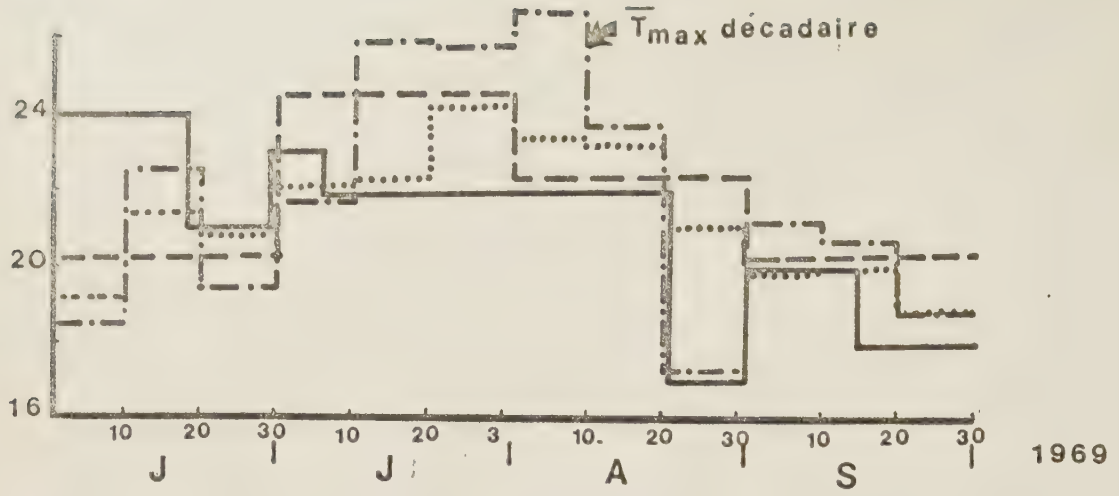


Fig. II-2.19 - Etude de seuils de températures variables.

$$ETR + ETP = (1-a)R_g + C(T_{MAX} - T_{seuil}) + D(H_{rel\ min} - H_{rel\ seuil})$$

éq. II-2.4

Les facteurs C et D peuvent être ou non des fonctions d'autres variables météorologiques, le vent par exemple. De plus, la forme des termes représentant les échanges d'énergie sensible et d'énergie latente ne saurait être définitive.

* *

*

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE

Certaines méthodes de calcul de l'ETR, la méthode des fluctuations par exemple, permettent ou permettront, selon que les difficultés techniques relatives aux mesures des paramètres sont résolues ou non ou que la théorie est confirmée ou non, d'obtenir des estimations ponctuelles d'ETR. En hydrologie, par contre, de telles estimations, même si elles sont très précises, devraient être réalisées en un grand nombre de points d'un bassin, à cause de leur manque de représentativité spatiale.

La méthode du bilan d'énergie, au contraire, peut être représentative de surface relativement plus étendue. Parmi les méthodes proposées il en est une qui a une application naturelle pour la mesure de l'ETR de grandes surfaces. C'est la méthode de BOUCHET (1963). Ce dernier a montré que les variations de l'ETP au centre d'une grande surface homogène étaient contrôlées, pour un rayonnement global donné, par l'ETR de cette surface. En d'autres termes, lorsque $ETR = ETP$ l'évapotranspiration est égale à $0,5 (1-a)R_g$. A mesure que ETR diminue, ETP augmente et elle deviendrait idéalement égale à $(1-a)R_g$ lorsque ETR deviendrait nulle.

Cette théorie de BOUCHET demande une réorientation des conceptions classiques en ce qui regarde ETR et ETP. De plus jusqu'ici, seulement quelques essais de vérification à des pas de temps annuels ou mensuels, avaient été tentés. A cette échelle de temps, la théorie semblait valable, mais d'autres études étaient nécessaires afin de la vérifier de façon plus sérieuse.

Au cours de cette étude, il a été confirmé que la théorie de BOUCHET pouvait s'appliquer. Les données des lysimètres du bassin expérimental d'Alrance ont fourni une première confirmation, tout en soulignant la nécessité d'obtenir des données plus précises de façon à sinon évaluer précisément les phénomènes d'advection, au moins arriver à démontrer leur influence sur les résultats. C'est ce qui a été réalisé à partir des valeurs provenant des évapotranspiromètres de La Minière.

Une série de corrélations simples, effectuées à des pas de temps de 1, 3 et 9 jours, a en effet montré le comportement de $(ETR + ETP)$ par rapport à $(1-a)R_g$.

Ces résultats ouvraient la voie à deux solutions possibles. La première consistait à modifier la relation de BOUCHET de façon à tenir compte de l'advection par la variation mensuelle ou annuelle de l'ordonnée à l'origine a_0 et de la pente a_1 de la droite de régression liant $(ETR + ETP)$ à $(1-a)R_g$. Cette façon de procéder ne demande pas la connaissance précise de ce qu'est l'advection, mais seulement la possibilité de relier statistiquement a_0 et a_1 à quelques variables météorologiques. Outre le fait que beaucoup d'autres données étaient nécessaires dans ce cas pour déterminer a_0 et a_1 , il restait que ces relations n'auraient pas nécessairement de bases physiques.

D'autre part, les corrélations obtenues à partir de l'ensemble des données laissant supposer que la relation de BOUCHET était applicable en moyenne, une deuxième voie était possible : tenter d'expliquer les écarts entre $(ETR + ETP)$ et $(1-a)R_g$ en fonction des phénomènes d'advection. Il s'est avéré qu'effectivement ces écarts pouvaient s'expliquer de cette façon, leur sens variant en fonction des vagues de chaleur ou de froid.

La possibilité d'appliquer la relation de BOUCHET à des pas de temps relativement courts, 9, 3 ou même éventuellement 1 jour, semble maintenant démontrée. Il reste à mieux préciser ou définir l'advection à l'échelle régionale en fonction du passage successif des masses d'air de caractéristiques différentes.

* *

*

CONCLUSION GENERALE

Les méthodes classiques de calcul d'ETR utilisées dans les modèles hydrologiques risquent, d'après leur conception même de mener dans certains cas à des écarts cumulés assez importants entre l'ETR calculée et l'ETR qui aurait pu être observée. Cette étude a été entreprise dans le but de déterminer si d'autres méthodes faisant appel à des mesures météorologiques régulières pourraient apporter une information plus précise concernant ETR, sous les risques que comporte la méthode actuelle.

La première partie de cette étude a montré qu'il suffirait probablement d'estimer l'ETP totale ou moyenne sur une durée d'environ trois jours pour atteindre une fraction importante de la variance du phénomène.

Etudiée sous cet angle, la seconde partie a permis de déterminer que la méthode du bilan d'énergie serait probablement la plus appropriée au but poursuivi. Le choix s'est alors fixé sur la relation découlant de la théorie de BOUCHET sur l'interaction entre ETP et l'évapotranspiration réelle régionale. Les différentes analyses réalisées ont confirmé la possibilité d'appliquer cette relation à condition d'explicitier le terme $Q_{4.5}$ provenant des apports d'énergie d'origine cyclonique et planétaire.

Une fois l'importance des termes advectifs déterminée de façon plus précise, cette relation permettra le calcul de l'ETR avec une précision très satisfaisante. De plus, les valeurs d'ETR ainsi obtenues auront une signification moyenne spatiale beaucoup plus grande que celle provenant d'autres méthodes précises mais trop ponctuelles.

Enfin, cette relation permettra, en plus de la détermination de l'ETR régionale, de connaître à chaque pas de temps la relation entre ETP et ETR, ce que ne peuvent pas faire directement les autres méthodes. De la connaissance d'ETR découlera la détermination d'ETP et inversement, mais aussi, ce qui est plus important en hydrologie ou dans le domaine agricole, la possibilité de faire des prévisions sur ETR et ETP en fonction des prévisions effectuées pour les variables météorologiques servant au calcul d'ETR ou d'ETP. Une telle relation devrait par exemple permettre par son introduction dans des modèles mathématiques de suivre l'évolution d'ETP et d'ETR en supposant que l'ETR est maintenue plus ou moins élevée par l'action de l'homme sur la profondeur d'une nappe d'eau dans le sol. Ce genre d'études pourrait aussi mener à l'élaboration d'une politique de gestion optimale des réserves en eau d'un territoire plus ou moins étendu.

La possibilité démontrée dans cette étude, d'utiliser la relation suggérée par BOUCHET pour calculer l'ETR et l'amélioration de la connaissance des phénomènes d'advection à l'échelle régionale, revêt une importance relativement grande, au moment où les besoins en eau se font de plus en plus sentir et où des prévisions sûres sont nécessaires pour les années à venir.

* *

*

BIBLIOGRAPHIE

- ARCHER, P. 1970.- Description des évapotranspiromètres de La Minière. Techn. d'études des facteurs physiques de la biosphère. I.N.R.A., Publ. 70.4. Paris.
- AUBIN F. et GUILBOT, A., 1972.- Application de l'analyse spectrale, bassin de la Diège. Lab. d'Hydrologie, Univ. des Sci. et Tech. du Languedoc, Rapport 13/72. Montpellier.
- BAIER, W. et ROBERTSON, G.W., 1966.- A new versatile soil moisture budget. Can. J. Plant. Sci., vol. 46, p. 299-315.
- BLANEY, H.F. and CRIDDLE, W.D., 1950.- Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data? U.S.D.A. - SCSTP 96, Washington, D.C.
- BOUCHET, R.J., 1963.- Evapotranspiration réelle et potentielle : signification climatique, Ass. gén. Berkeley. A.I.H.S. Pub. 62, Grenbrugge. Belgique, p. 134-142.
- BOUCHET, R.J., 1964.- Evapotranspiration réelle et potentielle : facteurs climatiques. L'eau et la production végétale. I.N.R.A., Paris, p. 155-166.
- CORMARY, Y., 1969.- Relations pluie-débit sur les hauts bassins de l'Aythion. E.D.F., L.N.H., note 23/69.
- CORMARY, Y., et GUILBOT A., 1971.- Etude générale de quelques modèles déterministes de relations pluies-débits E.D.F., L.N.H., note 6/71.
- CORMARY, Y. et GALEA, G., 1972.- Modèles déterministes des relations pluies-débits sur le bassin versant de l'Orgeval. Lab. d'Hydrol. U.S.T.L., Rapport 27/72, Montpellier.
- CORMARY, Y. et ANGLES M., 1971.- Modèles déterministes des relations pluies-débits sur la Diège. E.D.F., L.N.H., Rapport 7/71.

- CRAWFORD, N.H., and LINSLEY, R.W., 1962.- The synthesis of continuous streamflow hydrograph on a digital computer. Dept. of Civil Eng., Standford University, Standford Tech. Rep. n° 12, 121 p.
- DOSSEUR, H., 1964.- Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin expérimental d'Alrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique. Thèse de 3^e cycle. Fac. des Sci. de Montpellier. Inst. de Géol.
- DYCK, S., 1972.- Report on evaporation. A.I.H.S., n° 1, vol. 17, Avril p. 51-59.
- FORTIN, J.P., et GIRARD, G., 1970.- Modèle budgétaire de crue estivale. Ministère des Rich. nat. du Québec. Pub. H-12, Québec, 106 p.
- FORTIN, J.P., 1972.- Simulation des débits journaliers de l'Authion au pont Bourguignon à partir des précipitations de 2 h en 2 h. Lab. d'Hydrol., U.S.T.L., Rapport 29/72, Montpellier.
- GANGOPADHYAYA, M., (Chairman), 1966.- Measurement and estimation of évaporation and evapotranspiration. Tech. Note n° 83, W.M.O. N° 201. TP.105, 121 p.
- GIRARD, G., FORTIN, J.P. et CHARBONNEAU, R., 1971.- Un modèle hydrométéorologique simplifié et quelques applications régionales. Symposium A.I.H.S. Varsovie, 26-31 Juillet.
- GRAY, D.M., McKAY, G.A. and WIGHAM, G.M., 1970.- Energy, evaporation and evapotranspiration. Section III, Handbook on the principles of hydrology. Nat. Res. Council of Canada, Ottawa.
- GUILBOT, A., 1972.- Application d'un modèle conceptuel de liaison pluie-débit aux données du bassin expérimental du Gapeau. A- Le bassin de Ste-Anne. Labo. d'Hydrol. U.S.T.L. 33/72, Montpellier.
- D'HARCOURT, G., 1960.- Etude des lysimètres. Rapport interne du C.R.E.C. E.D.F.

- HOLMES, R.M., 1961.- Estimation of soil moisture content using evaporation data. Proc. of hydrology Symposium, n° 2. Evaporation. Queen's Printer, Ottawa, pp. 184-196.
- JACQUET, J., 1963.- Comparaison de procédés de mesure directe de l'évaporation et de l'évapotranspiration sur des bassins versants expérimentaux. Ass. Gén. de Berkeley. A.I.H.S., Pub. 62, Grenbrugge, Belgique, p. 172-189.
- JENKINS, G., WATTS, D.G., 1968.- Spectra analysis and its applications. Holden-Day Ser. in time ser. analysis. San-Francisco. Cal. 515 p.
- LEMON, E.R., GLASSER, A.H. and L.E. SATTER WHITE, 1957.- Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 21, p. 464-468.
- LOBERT, A., 1970.- Méthodes statistiques pour l'étude de la pollution. 3^e partie, E.D.F., L.N.H., Note 21/70.
- MORTON, F.I., 1965.- Potential evaporation and river basin evaporation. J. Hydraul. Div. A.S.C.E., 91, HY 6, p. 67-97.
- MORTON, F.I., 1969.- Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. W.R.R., vol. 5, n° 6, Dec., pp. 1244-1255.
- MORTON, F.I., 1970.- Catchment evaporation as manifested in climatologic observations. Colloque A.I.H.S. sur le bilan hydrique mondial, Reading, England, Pub. 93, Vol. II, p. 421-433.
- MORTON, F.I., 1971.- Catchment evaporation and potential evaporation. Further development of a climatologic relationship. J. of Hydraul. 12, p. 81-89.
- MUNN, R.E., 1966.- Descriptive Micrometeorology. Adv. in Geophysics, Academic Press, New-York, 245 p.
- PENMAN, H.L., 1948.- Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Royal. Soc., London, 193, pp. 120-145.
- PERRIER, A., et SEGUIN, B., 1970.- Méthodes et techniques de détermination des coefficients de transfert et des flux dans l'air. Tech. d'études des facteurs physiques de la biosphère. I/N.R.A., Publ. 70.4, Paris, pp. 425-445.

- PRIESTLEY, C.H.B. and TAYLOR, R.J., 1972.- On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*. 100, n° 2, février, pp. 81-92.
- PRIESTLEY, C.H.B., 1965.- Turbulent transfer in the lower atmosphere. U. of Chicago Press., Chicago, 130 p.
- RIJTEMA, P.E., 1965.- An analysis of actual evapotranspiration. Centre for Agricultural Publ. and Documentation, Agricultural Res. Rep. n° 659, Wageningen, Netherlands.
- RIOU, Ch., 1972a.- Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical. *Bull. A.I.H.S.*, n° 2, vol. 17. Juillet.
- RIOU, Ch., 1972b.- Etude de l'évaporation en Afrique centrale. *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, vol. IX, n° 2.
- SECK, M. et PERRIER, A., 1970.- Description d'un psychromètre à thermocouples. Son application à la mesure des gradients d'humidité. *Tech. d'études des facteurs physiques de la biosphère*. I.N.R.A., Publ. 70-4, Paris, pp. 224-234.
- SUTTON, O.G., 1953.- *Micrometeorology*, Mc GrawHill, New-York, 333 p.
- SWINBANK, W.C., and DYER, A.J., 1967.- An experimental study in micrometeorology, *Quart. J. of the Royal. Met. Soc.*, vol. 93, Nov. 398. London. England, pp. 494-500.
- THORNTHWAITE, C.W., 1948.- An approach toward a national classification of climate. *Am. Geographical Review*. Vol. 38.
- TURC, L., 1955.- Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. I.N.R.A., Paris, 252 p.
- VARLET GRANCHER, C. et BONHOMME, R., 1969.- Albédo et réflexion monochromatique d'une culture. *La Météorologie*. 5^e série, n° 12, pp. 45-56.
-

A N N E X E

VALEURS JOURNALIERES MOYENNES D'ETR et D'ETP*
A PARTIR DES EVAPOTRANSPIROMETRES DE LA MINIERE
ET RADIATION GLOBALE CORRESPONDANTE.

* D'après des données non publiées de l'I.N.R.A.

ANNEE 1969

	E T R				E T P				Radiation globale Rg *			
	Juin	Juil.	Aout	Sept.	Juin	Juil.	Août	Sept.	Juin	Juil.	Aout	Septemb.
	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j
1	3.0	3.0	3.1	2.5	2.9	5.6	4.8	3.2	6.5	10.8	6.7	6.7
2	4.4	2.5		1.1	4.0	5.8		1.6	8.1	10.2		2.5
3	1.2	2.5		1.6	1.2	5.4		2.0	5.2	8.6		3.7
4	3.7	2.7	4.2	1.9	3.8	4.9	5.3	2.5	7.5	7.6	7.6	4.0
5		2.6		2.5		4.8		3.9		8.5		7.0
6	3.9	1.9	4.3	2.9	5.0	3.5	4.8	3.1	9.3	5.0	9.2	6.8
7	2.6	1.9	4.1	1.6	3.5	3.5	4.9	2.4	8.0	6.5	9.0	5.5
8		0.8	4.5	1.9		1.4	5.6	2.4		6.7	9.0	5.3
9		1.0	4.3	1.5		1.2	5.1	1.9		6.5	7.8	3.7
10	1.3	2.6	3.7	2.1	6.5	3.4	4.3	2.9	10.9	4.8	6.6	5.7
11	2.1	0.6	4.6	3.0	7.7	1.0	5.5	3.6	11.3	4.3	7.1	5.5
12	1.9	1.4	2.7	2.9	6.5	1.9	3.4	3.5	9.3	4.6	5.4	7.2
13	2.6	4.0	3.8	2.8	3.8	4.9	4.2	4.0	6.8	9.3	6.7	5.1
14	1.2	4.5	1.3	0.9	4.1	6.0	2.0	1.6	8.5	10.5	3.3	3.1
15		3.8	2.5	0.3		6.7	3.4	0.4		10.4	4.9	1.8
16	1.2	4.5	2.2	1.7	2.2	6.3	2.9	1.7	5.1	8.1	5.0	3.3
17	2.4	2.3	2.8	1.5	4.2	3.5	3.7	1.7	5.3	3.8	5.8	2.7
18	2.8	4.0	2.7	1.3	4.2	5.7	3.4	1.5	7.0	10.4	6.8	3.4
19	1.6	4.7	2.7	0.7	4.0	6.9	3.4	0.6	7.5	10.2	6.3	1.4
20		3.2	2.5	2.1		4.5	3.3	2.2		7.0	5.2	6.0
21		3.5	2.4	1.1		4.8	3.3	1.2		8.7	5.7	2.5
22		3.5	1.5	1.1		4.7	2.1	1.4		7.8	3.7	2.9
23		3.3	1.3	2.2		4.6	1.7	2.2		7.7	3.9	6.0
24	0.0		2.3	2.3	0.5		2.8	2.5	2.1		5.4	5.5
25	3.3		0.7	0.8	3.1		0.7	0.9	8.7		2.6	3.1
26	3.5	2.6	1.1	1.8	3.7	2.9	1.5	2.0	8.3	5.9	3.0	3.8
27	1.4	3.8	2.4	1.2	1.6	4.0	2.9	1.7	4.1	8.5	5.7	2.3
28	3.5	5.6	2.2	1.4	3.9	6.8	2.3	1.8	8.1	8.1	3.7	4.0
29	3.7	0.7	0.9	1.6	5.6	1.2	1.4	1.7	11.2	1.9	2.3	4.2
30	3.1	1.6	1.5	1.1	5.2	2.0	2.0	1.4	9.1	3.6	4.9	3.7
31		2.9	1.9			3.7	2.5			6.6	5.9	

* Mesurée à Versailles.

ANNEE 1971

	E T R				E T P				Radiation globale Rg			
	Juin	Juill.	Aout	Sept.	Juin	Juill.	Août	Sept.	Juin	Juill.	Août	Sept.
	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j
1	4.4	2.0	4.1	2.8	4.2	8.1	5.0	3.4	9.1	6.0	8.7	6.5
2	4.1	3.7	4.5		3.8	4.0	4.9		8.1	9.8	9.2	
3	3.3	3.5	2.4	3.0	3.4	5.5	2.6	2.6	7.1	10.9	7.7	7.7
4	4.6	2.7	2.6	3.8	4.4	4.7	3.5	3.4	8.3	9.5	6.5	8.1
5	1.4	3.5	3.4	3.8	1.4	4.0	4.4	4.1	3.2	9.0	8.1	8.1
6	1.1	4.7		3.9	1.1	6.0		5.0	3.2	10.8		8.2
7	2.1	3.8	3.1	3.7	2.1	6.6	3.1	6.1	5.6	10.9	6.9	8.1
8	2.2	3.9		3.4	2.6	5.7		4.7	5.9	10.7		7.8
9	2.3	3.8		3.5	3.0	5.9		5.0	6.5	9.6		7.5
10	1.2	3.2		3.0	1.3	4.2		3.3	5.2	9.1		6.5
11	3.4	3.6	3.7	0.5	3.4	4.6	4.0	0.5	6.6	10.0	7.5	2.0
12	2.9	4.0	4.6	2.4	3.3	6.0	5.1	3.2	9.1	9.5	7.1	6.6
13	3.1	3.2	2.8	1.5	4.2	5.6	3.2	2.4	7.6	11.0	5.3	9.5
14	0.4	3.5	3.4	1.7	0.5	5.3	4.3	2.2	4.9	11.1	6.9	4.7
15	1.8	3.5	3.3	2.1	1.6	4.2	3.8	2.2	5.1	9.8	7.8	6.0
16	2.4	2.7	3.9	2.2	2.6	3.7	3.9	2.9	6.5	9.1	9.6	7.2
17	1.8	3.2	4.5	2.5	1.9	5.8	5.3	2.6	8.1	11.4	9.0	6.6
18	2.4	3.3	2.3	2.3	2.3	5.2	2.1	3.4	4.9	11.1	4.3	7.2
19	1.3	3.1	2.4	2.3	1.9	4.2	2.2	2.5	4.7	8.8	5.4	6.5
20	3.4	2.9	0.4	1.9	3.6	4.1	0.8	2.4	7.6	8.8	3.0	5.7
21	2.8	3.0		2.3	4.3	3.7		3.7	9.3	8.5		6.3
22	2.0	3.6	1.3	2.1	3.6	4.6	0.9	2.8	7.2	7.8	4.3	5.9
23	4.2	0.8		1.4	4.6	1.0		1.3	9.6	4.0		3.9
24	2.6	1.5	1.7	1.1	3.6	1.7	1.5	1.1	6.8	4.9	4.6	3.6
25	1.1		4.0	1.0	2.4		4.0	1.1	4.2		8.4	3.3
26	0.6	4.3	3.2	2.1	0.8	4.7	3.1	2.5	4.1	8.4	6.3	5.0
27	3.8		3.4	2.0	3.7		3.3	2.8	7.2		6.6	4.9
28	2.5	3.2	3.0	1.7	2.7	3.3	3.8	2.0	6.2	8.1	8.0	4.2
29	2.7		3.7		2.6		4.0		6.2		7.2	
30	2.2	5.0	1.7	1.8	2.5	5.8	1.8	2.1	6.4	9.8	3.9	5.6
31		4.4	0.8			4.9	1.5			8.9	6.5	

ANNEE 1972

	E T R (Er)				E T P (Ep)				Radiation globale Rg			
	Juin	Juil.	Août	Sept.	Juin	Juil.	Août	Sept.	Juin	Juill.	Août	Septem.
	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j	mm/j
1	1.2	1.4	0.7	3.00	2.0	2.1	1.4	4.1	6.0	4.8	5.0	8.2
2	1.8	2.1	0.6	3.0	3.3	2.0	1.5	3.6	9.0	4.9	4.7	8.3
3	1.4	0.6	1.7	1.0	1.9	1.2	1.9	1.2	7.1	4.3	5.4	3.6
4	0.6	3.5	3.5	2.3	1.0	3.8	3.6	2.0	5.0	10.4	8.1	7.6
5	0.6.	2.6	3.0	1.9	0.6	1.6	3.0	2.9	3.5	4.8	7.7	8.1
6		1.6		1.7		2.8		2.1		7.9		6.3
7	2.3	3.0	1.6		2.8	4.4	3.0		7.8	10.4	5.7	
8		5.3	0.7			5.0	2.0			10.8	4.8	
9		0.8	3.6	1.4		1.1	4.1	2.3		4.2	9.2	3.8
10	2.6	2.3	2.2	1.9	2.3	2.6	2.7	2.2	7.3	6.1	6.3	5.3
11	3.2	1.3	4.0	2.5	3.1	3.9	3.8	2.6	8.5	9.9	9.5	6.2
12		2.1	1.0	1.5		4.7	1.9	1.7		11.3	4.9	3.9
13		1.7	0.8	0.2		4.6	1.1	0.9		9.6	3.5	2.2
14		2.8	0.3	1.6		5.8	0.5	1.8		11.2	2.8	3.4
15		2.4		2.0		5.3		2.2		10.2		4.9
16	2.6	1.8		1.4	2.3	3.7		1.6	6.7	7.2		3.9
17	3.0	1.3	2.6	1.0	3.8	2.5	3.7	1.7	10.4	6.0	8.8	4.5
18	2.6	3.0		1.7	4.3	3.4		1.7	10.9	8.2		4.5
19	2.0		3.7	0.6	2.4		3.9	0.7	7.5		9.5	2.5
20			3.3	2.0			3.4	2.2			8.8	6.3
21	0.8		1.0	1.8	3.1		1.7	1.9	7.9		4.8	6.4
22	0.9	3.4	1.9	2.3	2.1	3.4	1.9	2.7	3.9	7.8	6.9	6.8
23	0.9		3.2	2.0	3.4		3.0	2.5	7.3		9.9	6.5
24	0.6	3.3	3.4	2.4	1.2	3.4	3.4	2.1	4.1	7.5	9.9	7.3
25	3.2	2.9	3.5	2.4	2.9	3.7	4.0	2.0	8.7	9.1	9.9	4.9
26			2.7	2.3			3.1	2.4			7.7	6.5
27	0.8		2.8	1.0	1.3		3.1	1.4	3.4		8.9	4.6
28	1.1	1.7	2.0	1.4	4.1	2.0	2.3	1.4	7.3	3.5	7.2	3.2
29	0.9	2.2	1.4	0.3	2.9	2.3	1.9	0.9	6.2	5.3	4.6	3.3
30			2.4	1.3			3.2	1.9			7.1	5.6
31		2.2	3.3			2.3	3.9			6.2	8.7	

